

SHOUT
SHARE **IT**



6.279

STORE

LS. 831. A

ACTES
DE LA
SOCIÉTÉ LINNÉENNE
DE BORDEAUX

FONDÉE LE 25 JUIN 1818
et reconnue comme établissement d'utilité publique
par Ordonnance Royale du 15 juin 1828

LITHOSTRATIGRAPHIE ET SÉDIMENTOLOGIE
DES FORMATIONS DÉTRITIQUES
DU BASSIN DE BRIVE
ESSAI DE SYNTHÈSE PALÉOGÉOGRAPHIQUE

Ph. ROGER
*Laboratoire de Géologie
Faculté des Sciences de Bordeaux*

Hôtel des Sociétés Savantes
71, Rue du Loup
BORDEAUX



ACTES DE LA SOCIÉTÉ LINNÉENNE DE BORDEAUX

SEANCE DU 3 FÉVRIER 1968

Lithostratigraphie et sédimentologie des formations détritiques du bassin de Brive

Essai de synthèse paléogéographique

par Philippe ROGER

*Laboratoire de Géologie
Faculté des Sciences de Bordeaux.*

INTRODUCTION

On sait que le bassin de Brive est comblé par une part importante de sédiments azoïques d'origine détritique essentiellement grés-sableux et argileux, de granulométrie et de couleur variables, dont l'épaisseur moyenne dépasse 500 m et dont l'âge est compris entre le Stéphanien et le Lias inférieur.

Une des plus complètes monographies de ce bassin est due à MOURET qui, à la fin du siècle dernier, divisait ce complexe en plusieurs formations, cette division se basant essentiellement sur des critères de taille et de couleur. Si, dans l'ensemble, la stratigraphie établie par MOURET reste valable, certaines confusions sont dues à l'emploi souvent trop systématique de ces seuls critères. Aussi avons-nous été amenés, à la suite de WALTERS, à reprendre l'étude de l'ensemble des sédiments du bassin de Brive et à définir d'autres formations par leurs caractères lithologiques et sédimentologiques⁽¹⁾. Cette analyse fournit des indications concernant l'origine des matériaux, leur condition de sédimentation, les directions de transport, et permet surtout de mettre en évidence le rôle important joué par de vieux accidents du socle dans la répartition des sédiments tout au long de l'histoire géologique du bassin.

(1) Pour la correspondance avec les séries de Mouret, voir pl. I.

CADRE STRUCTURAL SOMMAIRE

Le bassin de Brive est limité par deux trains de failles majeures de direction sensiblement armoricaine :

— l'un sur sa bordure nord-est, ayant provoqué l'effondrement des terrains sédimentaires par rapport aux terrains cristallins du Massif Central ;

— l'autre dans sa partie méridionale, représenté essentiellement par l'important accident cassant connu sous le nom de faille de Meyssac, qui depuis la région de Terrasson au NW jusqu'à Saint-Bazile-de-Meyssac au SE, met le Permo-Trias en contact avec des niveaux variés du Lias et du Jurassique.

Un autre réseau de cassures ou de flexures, qui apparaissent comme secondaires à l'intérieur du cadre précédent, groupe deux directions principales :

1° Une direction sub-méridienne :

- a) faille ou flexure de Terrasson-Segonzac ;
- b) faille de Varetz-Lissac.

2° Une direction E-W à ENE-WSW :

- a) flexure Terrasson-Brive ;
- b) relais de cassures peu apparentes entre Lissac et Lanteuil.

Cette fracturation permet de définir cinq unités structurales qui du NW au SE sont les suivantes :

1° L'unité située au Nord du horst de Terrasson, caractérisée par une absence de cassures de quelque importance et un contact normal au N avec

le Massif Central. Nous nommerons cette aire relativement stable du point de vue tectonique *la plateforme d'Ayen*.

2° *Le horst de Terrasson*, séparé par faille de l'unité précédente, et dont la partie occidentale est connue sous le nom de Massif de Châtres. Ce dernier représente un élément du socle et est constitué essentiellement de phyllades et de quartzites. Effondré transversalement (Nord de Larche) et apparemment décroché (Est de Varetz) par les accidents subméridiens cités plus haut. le horst de Terrasson remonte dans la région de Saint-Antoine, à l'Est, où il se manifeste par un réseau de petites cassures secondaires dans sa couverture sédimentaire.

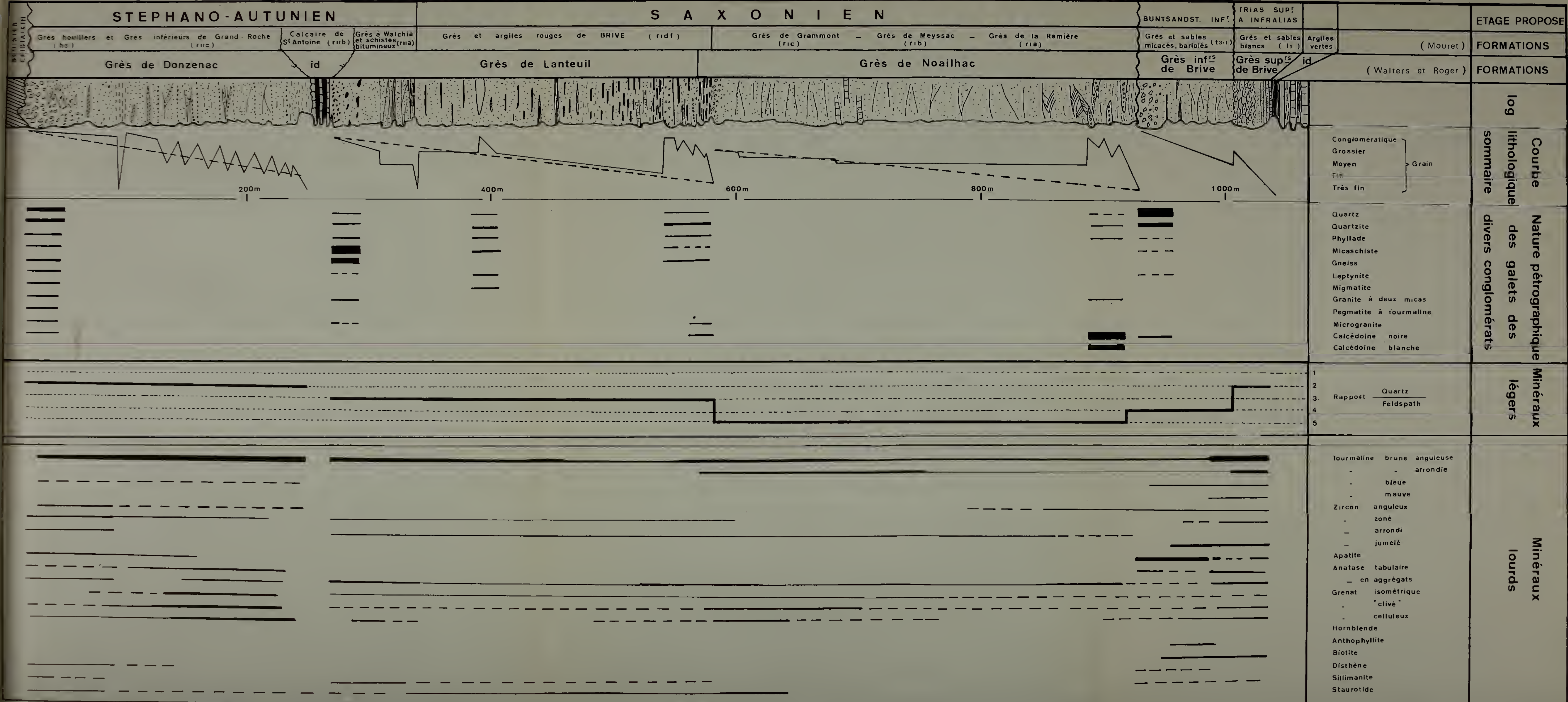
Ces deux unités sont localisées dans la zone nord-occidentale.

3° Une zone effondrée, en relation avec la flexure Terrasson-Brive, que nous appellerons *le fossé de Larche* grossièrement centré sur les cours de la Corrèze et de la Vézère.

4° Une nouvelle zone *anticlinale* moins relevée et moins large que le horst de Terrasson, centrée sur une *ligne Lissac-Lanteuil* et elle aussi affectée par l'accident de Varetz-Lissac.

5° Une unité peu déformée sauf sur sa bordure NE, *le bassin de Meyssac* (zone sud-orientale).

Ces différentes unités d'orientation E-W à ENE-WSW sont prises en écharpe par la faille de Meyssac d'orientation WNW-ESE.



STRATIGRAPHIE

Elle repose sur un grand nombre de coupes analysées en détail dans des travaux antérieurs (WALTERS, 1952 ; ROGER, 1960). Nous la représenterons ici sous une forme synthétique. On peut distinguer de bas en haut 6 formations principales :

- | | | |
|--|---|--------------------------|
| 1° Les grès de Donzenac. | } | « Perno-
stéphanien » |
| 2° Le calcaire de Saint-Antoine. | | |
| 3° Les grès de Lanteuil | | |
| 4° Les grès de Noailhac | | |
| 5° Les grès inférieurs de Brive
(horizon A) | } | « Rhéto-Trias » |
| 6° Les grès supérieurs de Brive
(horizon B) | | |

Rappelons qu'une discordance majeure se situe au sommet des grès de Noailhac et amène les grès inférieurs à reposer sur l'un quelconque des termes des formations antérieures. Une discordance secondaire, de ravinement, se place entre les grès inférieurs et les grès supérieurs de Brive qui ont un caractère nettement transgressif en particulier vers le NW.

I. — LES GRES DE DONZENAC.

A. — COUPE TYPE

Il n'existe aucune coupe continue et complète de cette formation mais des sections de coupes représentatives qui permettent de distinguer schématiquement deux ensembles lithologiques :

— Un ensemble essentiellement conglomératique avec des galets souvent très grossiers (route de Donzenac à Travassac) de nature très variée (voir pl. I) et des grès grossiers blancs,

gris ou jaunes. Des bancs argileux gris-vert, lenticulaires, s'intercalent dans ces niveaux et alternent localement (région de Terrasson) avec des lits charbonneux minces. 0 à 150 m.

— Un ensemble dans lequel alternent grès grossiers et grès à grain moyen et fin, de couleur rouge ou brune, parfois grise et qui se termine généralement par un niveau d'argile gréseuse rouge de quelques mètres d'épaisseur (en particulier au N et à l'W de la Vézère). 25 à 200 m.

B. — LIMITES

Les grès de Donzenac, dont la dénomination est due à WALTERS, groupent les grès à faciès houiller et les grès rouges inférieurs intercalés avec ces grès selon MOURET. De façon plus précise, nous dirons que cette formation comprend tous les termes surmontant les schistes cristallins et se terminant sous le calcaire de Saint-Antoine qui constitue un bon niveau repère.

C. — CARACTERES GENERAUX DE LA FORMATION

1° Caractères lithologiques

En gros, on peut dire que l'ensemble de la formation constitue une grande séquence positive, bien que l'absence de classement soit la règle à l'échelle de l'affleurement.

Du point de vue lithologique, la base de la formation est caractérisée par une grande variété dans la nature des galets (particulièrement dans la zone centrale) et d'une façon générale, on peut

noter que les phyllades sont très répandues sur la bordure NW alors que dans la partie SE ce sont les gneiss qui dominent (pl. II, fig. 1).

Enfin, en dehors de la phase argileuse du sommet, le pourcentage des colloïdes est faible.

2° Caractères minéralogiques

a) Le pourcentage des minéraux légers, en particulier des feldspaths ⁽¹⁾, est très variable d'un niveau à un autre. Globalement, le rapport $\frac{\text{quartz}}{\text{feldspaths}}$ est voisin de 2, autorisant à parler de grès ou arénites arkosiques.

b) Le cortège de minéraux lourds ⁽²⁾ montre une évolution verticale et présente des variations latérales.

En ce qui concerne l'évolution verticale (pl. I), il est possible de noter les deux caractères généraux suivants :

— La base contient un assortiment très varié de minéraux avec en particulier différentes sortes de zircons, du disthène, de la sillimanite, de la stauroïdite.

— Les différentes variétés de grenat envahissent plus abondamment le deuxième ensemble.

Les variations latérales (pl. II, fig. 1) sont nettes pour les différentes variétés de grenat : le grenat isométrique se trouve fréquemment dans les grès des parties centrale et nord-occidentale du bassin, tandis qu'il est le plus souvent absent vers le SE. Le grenat « clivé » est au contraire absent au NW, commun au centre et très répandu dans le SE. La stauroïdite est bien représentée dans le NW, rare au centre et totalement absente dans le SE. L'apatite, par contre, se manifeste surtout au SE et n'existe pas au NW. Le zircon zoné est commun dans le SE, absent dans le NW où on rencontre plus fréquemment la forme arrondie.

En résumé, il paraît possible de caractériser au niveau des grès de Donzenac chacune des trois zones, centrale, nord-occidentale et sud-orientale, par des associations minéralogiques définies, tenant compte surtout de l'habitus des minéraux, en particulier des grenats et des zircons.

(1) La proportion de feldspaths dans les grès a été estimée qualitativement et il ne peut être fait état de comptages précis.

(2) Limité à l'examen de 100 individus par échantillon et correspondant à la fraction granulométrique comprise entre 100 et 500 μ .

II. — LE CALCAIRE DE SAINT-ANTOINE

Compris entre les grès gris-brun ou les argiles rouges du sommet des grès de Donzenac et les grès grossiers à conglomératiques de la base des grès de Lanteuil, le calcaire de Saint-Antoine est un calcaire à pâte fine, de couleur grise ou noire avec quelques lits en rognons alternant le plus souvent avec des argiles grises. Son épaisseur moyenne est de 5 à 6 m, suffisante pour marquer une petite cuesta dans la topographie. Son épaisseur maxima (de l'ordre de 15 m) a été déterminée par forage dans la région de Larche. De moins en moins épais (1 m à 1,50 m) vers le N, il disparaît vers l'W sur une ligne sensiblement méridienne joignant Segonzac à Terrasson et semble passer latéralement à des marnes et argiles bigarrées de plus en plus rouges au fur et à mesure que l'on va vers l'W et le NW. Une évolution semblable (passage de calcaires relativement épais à des calcaires marneux moins épais et à des argiles rouges) peut être constatée en direction du SE, en allant vers Tudeils (pl. II, fig. 3).

III. — LES GRÈS DE LANTEUIL.

A. — COUPES TYPES

La coupe type, choisie par WALTERS, des faciès grès grossiers et conglomératiques brunâtres et des schistes verts et noirs de la base, se situe sur la route entre Brive et Lanteuil. La section typique de la partie supérieure de la formation (grès, argiles et rares conglomérats) peut être relevée sur la route menant d'Ayen à Juillac.

B. — LIMITES

Les grès de Lanteuil débutent au sommet du calcaire de Saint-Antoine par un conglomérat (au moins dans la zone d'affleurement du calcaire) avec éléments de taille réduite (2 cm en moyenne). La limite supérieure n'est pas repérable sur le terrain. WALTERS la définit par un critère minéralogique et la place au-dessous du premier grès contenant brutalement un pourcentage important de tourmalines arrondies et qu'il rapporte aux grès de Noailhac. Les grès de Lanteuil groupent, rappé-



Fig. 3. - Calcaire de Saint-Antoine

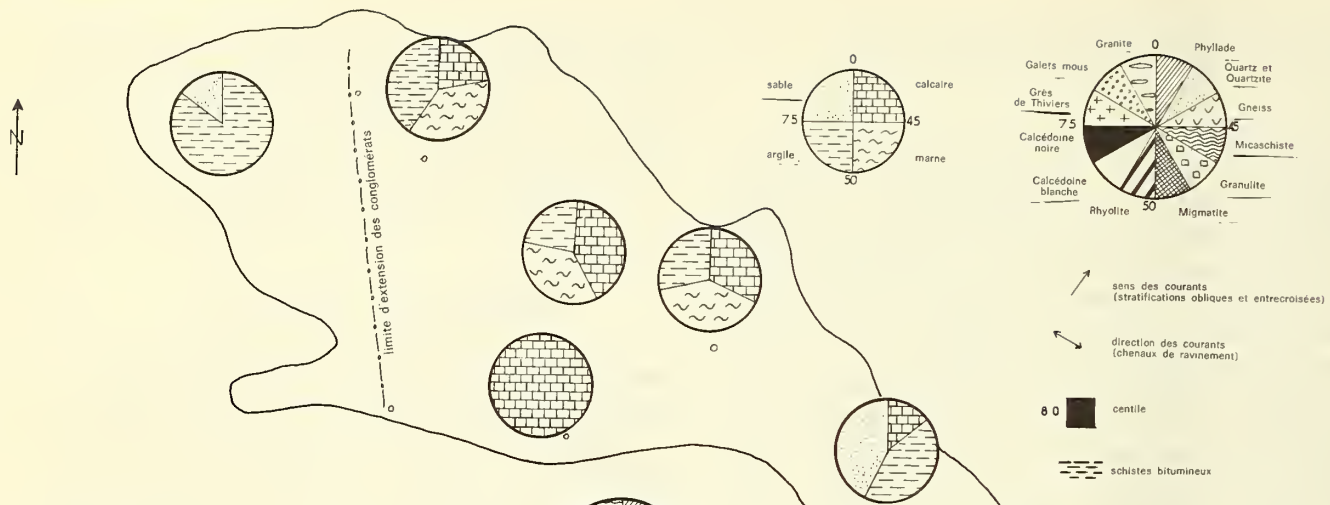


Fig. 2. - Grès de Lanteuil

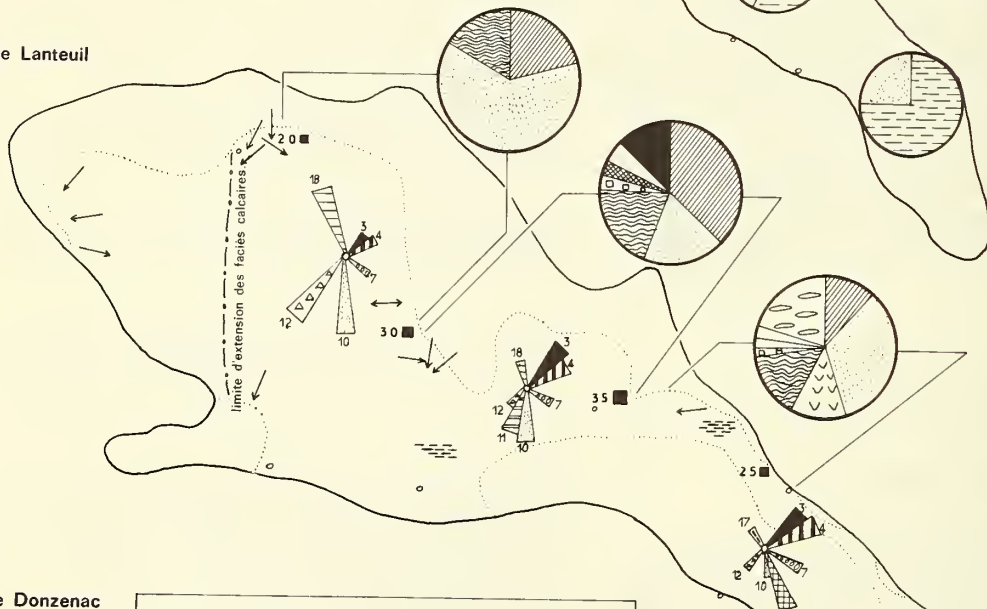
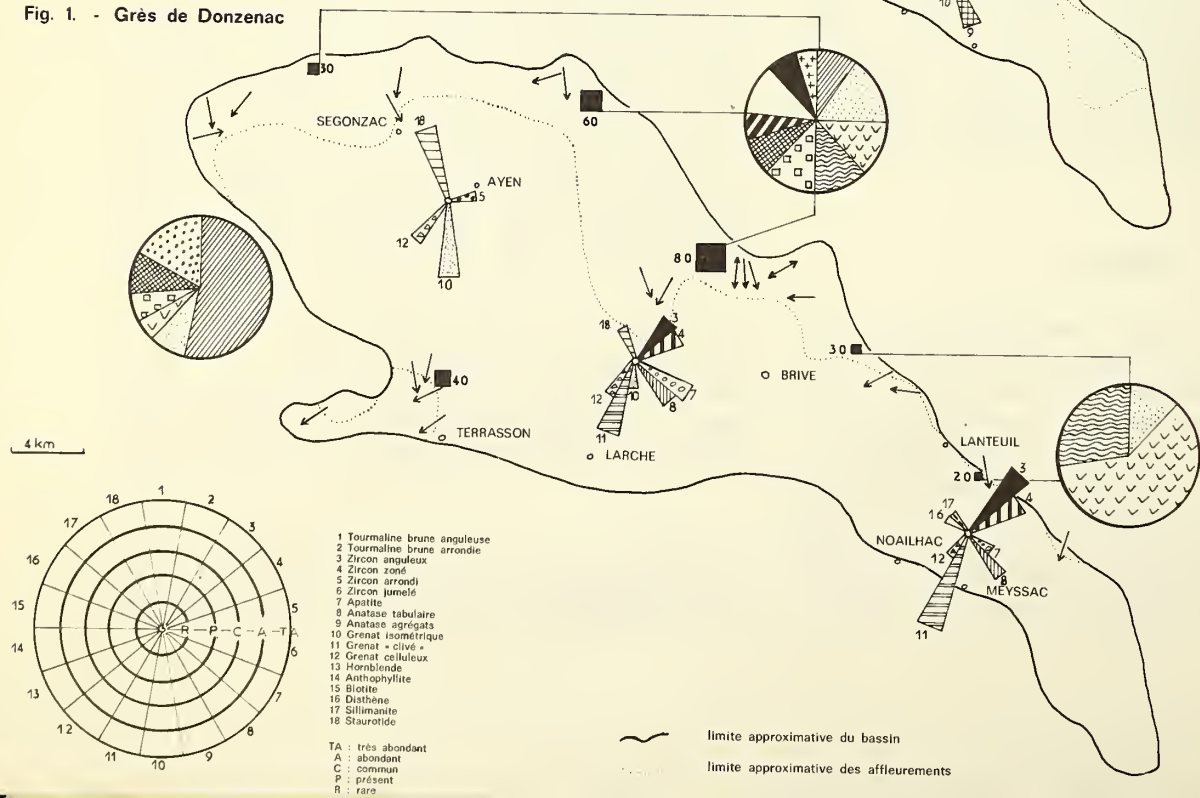


Fig. 1. - Grès de Donzenac



(Même légende que planche II)

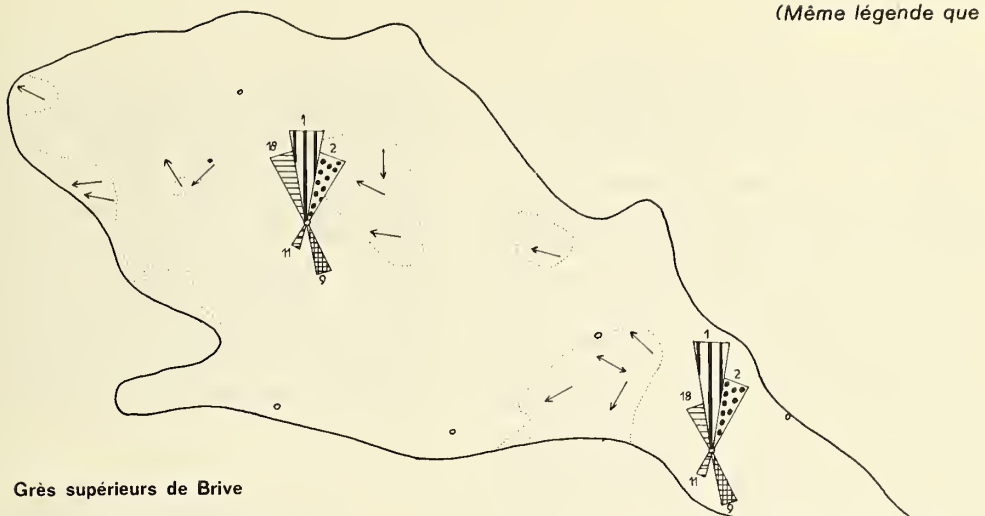


Fig. 6. - Grès supérieurs de Brive



Fig. 5. - Grès inférieurs de Brive



Fig. 4. - Grès de Noailhac



lons-le, les « grès à *Walchia* » et la plus grande partie des « grès et argiles rouges de Brive », décrits par MOURET. Leur épaisseur peut seulement être estimée : vers le NW, elle varie d'environ 35 m (près d'Hautefort) à près de 200 m (au N d'Ayen). Dans le Centre, elle est probablement plus grande (de l'ordre de 250 m dans la région de Larche). Au SE, les affleurements sont irréguliers et coupés de failles ; ils ne permettent pas une mesure précise d'épaisseur. Un puits entre Lanteuil et Le Planchat aurait traversé 300 m de cette formation (MOURET, 1891, p. 89).

C. — CARACTERES GENERAUX DE LA FORMATION

1° Caractères lithologiques

Là encore, on peut parler d'une évolution verticale des dépôts, partant des conglomérats de base jusqu'aux argiles rouges de Brive, mais la séquence étant déplacée vers des sédiments moins grossiers. On relève, à la base de la formation surtout, une grande variété dans la nature des galets. Les niveaux conglomératiques supérieurs, souvent lenticulaires, sont beaucoup moins riches en espèces : les leptynites, les migmatites, les granulites (1), les pegmatites et les microgranites ne sont plus représentés. Par contre, on note la présence en quantité appréciable de calcédoine noire et de calcédoine blanche.

Par ailleurs, cette formation est dans son ensemble très argileuse et se charge de colloïdes au fur et à mesure que l'on monte dans la série ; la coloration rouge s'accroît, les galets mous sont fréquents sous les « grès à *Walchia* », lesquels sont constitués de grès gris-vert, à grain moyen, à stratification oblique, alternant avec des argiles grises ou noires ; le tout est parfois couronné par des schistes bitumineux. Enfin, quelques bancs de calcaires gréseux ou dolomitiques en rognons, gris ou teintés de rouge, apparaissent vers le sommet de la formation (région centrale).

2° Caractères minéralogiques

Le rapport $\frac{\text{quartz}}{\text{feldspaths}}$ est plus fort en moyenne que pour les grès de Donzenac ; il oscille autour de la valeur 3.

(1) Granites à deux micas.

Le cortège minéralogique, pauvre dans l'ensemble, est caractérisé ici par une grande variété latérale des espèces.

Cette variabilité concerne en particulier le grenat dont on ne trouve que très peu d'exemplaires au SE de Lanteuil, sauf la variété « clivée », tandis qu'il est très répandu dans la région centrale et dans la région nord-occidentale. Le grenat « clivé » est relayé au N de la Corrèze par le grenat celluleux qui, avec le grenat isométrique, caractérise plutôt la partie NW du bassin (pl. II, fig. 2).

La distribution du zircon est très irrégulière. Les variétés les mieux représentées et les plus constantes latéralement et verticalement sont les variétés arrondies et les variétés zonées (surtout dans la région sud-orientale et dans la région centrale). La tourmaline brune anguleuse est très commune partout, la tourmaline bleue et mauve étant plus fréquemment rencontrée au SE de Brive. La tourmaline brune arrondie est absente. La staurotite, très commune dans la région nord-occidentale, absente dans la zone centrale, ne se retrouve qu'à l'extrémité ouest de la zone SE. La sillimanite, absente au NW, rare au centre, apparaît dans la plupart des échantillons au SE. La pyrite, fréquente au SE, ne se rencontre pas au NW. L'anatase en agrégats est répandue partout ; elle est seulement plus abondante à la base et au sommet de la formation.

En somme, l'individualité des différentes zones est encore nette au niveau des grès de Lanteuil.

IV. — LES GRES DE NOAILHAC.

A. — COUPE TYPE

WALTERS signale comme seule coupe type de cette formation celle prise le long de la route reliant Lanteuil à Meyssac ; bien que discontinue, elle montre toutes les variations lithologiques. Notons en plus les beaux affleurements de la partie inférieure dans les carrières exploitées près de Grammont, entre Brive et Lissac.

B. — LIMITES

La limite inférieure est définie, on l'a vu, par l'apparition de tourmaline arrondie. Généralement, cette limite, un peu arbitraire, coïncide néanmoins

à peu près avec un changement de faciès : les colloïdes ne sont presque plus représentés, il s'agit le plus souvent de grès bruns à grains fins (pl. I).

La limite supérieure, facilement repérable sur le terrain, correspond aux conglomérats et grès grossiers, blancs à blanc rosé, à galets de quartz et quartzite, de la base de la série secondaire (rapportée au Trias inférieur).

Rappelons que cette appellation de grès de Noailhac, due également à WALTERS, englobe les « grès de La Ramière », les « grès de Meyssac », les « grès de Grammont » et parfois la partie supérieure des « grès et argiles rouges de Brive », décrits par MOURET dans les feuilles géologiques de Brive et Tulle au 1/80 000°.

C. — CARACTERES GENERAUX DE LA FORMATION

1° Caractères lithologiques

En dehors de quelques lentilles conglomératiques qui se manifestent à la partie supérieure, les grès de Noailhac sont des grès à grain moyen à très fin, généralement bien cimentés. Les couches argilo-pélitiques sont très rares (sauf dans la partie supérieure) et il existe quelques couches de calcaire gréseux.

Si la partie inférieure de la formation est souvent brune, la partie supérieure présente toujours une coloration rouge vif.

Là où la série est la plus puissante (environs de Noailhac), son épaisseur est de l'ordre de 300 m.

Les éléments lithiques rencontrés dans les lentilles conglomératiques sont essentiellement représentés par la calcédoine noire et la calcédoine blanche.

De nombreux chenaux et stratifications obliques et entrecroisées se rencontrent enfin dans cette série.

2° Caractères minéralogiques

Le rapport $\frac{\text{quartz}}{\text{feldspaths}}$ atteint la valeur moyenne de 5.

Le cortège minéralogique est caractérisé par :

a) Une grande uniformité tant verticale que latérale.

b) La présence en abondance de tourmalines arrondies, de zircons arrondis et d'anatase en agrégats.

c) L'absence de sillimanite et de staurotide (pl. III, fig. 4).

Ainsi, au niveau des grès de Noailhac, il ne semble plus possible de caractériser plusieurs provinces minéralogiques, d'autant plus que cette formation a été érodée postérieurement à son dépôt, dans toute la zone nord-occidentale.

V. — LES GRES INFERIEURS DE BRIVE (horizon A).

A. — COUPE TYPE

Les grès inférieurs de Brive (horizon A) sont bien développés dans la zone centrale, plus faiblement dans la zone sud-orientale, absents dans la zone nord-orientale. La coupe type peut être suivie le long de la route de Cahors, à la sortie de Brive. Si cette coupe n'est pas toujours continue, elle peut aisément être complétée grâce à la présence de nombreuses carrières exploitées aux environs immédiats de la ville.

B. — LIMITES

La limite de ces grès est toujours nette par rapport aux différents niveaux du grès de Noailhac qu'ils recouvrent généralement en discordance. Ils correspondent aux « grès et sables micacés et bariolés » de MOURET.

C. — CARACTERES GENERAUX DE LA FORMATION

1° Caractères lithologiques

Trois termes peuvent le plus souvent être distingués dans un ensemble n'atteignant nulle part 100 m d'épaisseur et qui apparaît relativement homogène.

Ces termes, qui constituent une séquence positive, sont les suivants, de bas en haut :

— Un conglomérat (1 à 5 m) bien représenté dans l'axe de la flexure Brive-Terrasson, passant ailleurs à des grès conglomératiques ou grossiers (brasier) renfermant des galets de nature variable où dominent les quartz et les quartzites.

Des chenaux et des stratifications entrecroisées à grand rayon de courbure y sont très fréquents.

— Un horizon, épais de 10 à 40 m de grès grossiers à moyens généralement bigarrés et zébrés de poches ou lentilles argileuses rouges et vertes.

— Un horizon de 5 à 30 m, constitué de grès plus fins de couleur blanche ou jaune, souvent bien cimentés avec un faible pourcentage de matrice argileuse.

2° Caractères minéralogiques

Dans l'ensemble de la formation, le rapport $\frac{\text{quartz}}{\text{feldspaths}}$ est relativement fort (moyenne 4).

La muscovite est abondante dans tous les niveaux.

Le cortège des minéraux lourds (pl. III, fig. 5) est caractérisé par :

- a) Une très grande abondance de l'apatite ;
- b) L'apparition d'un minéral peu abondant, une amphibole fibreuse, l'anthophyllite
- c) Une proportion non négligeable de tourmaline arrondie et de zircon anguleux.

VI. — LES GRÈS SUPÉRIEURS DE BRIVE (horizon B).

1° Caractères lithologiques

Transgressive, remaniant et ravinant la formation des grès inférieurs, équivalente des grès et

sables blancs de MOURET, cette formation comprend généralement, de bas en haut, deux horizons

— Un premier (1 à 10 m), caractérisé par la présence de matériaux quartzeux grossiers à conglomératiques très hétérogènes, de sables kaoliniques et d'une matrice argileuse importante. Les stratifications obliques et entrecroisées à faible rayon de courbure y sont la règle.

— Un deuxième (10 à 20 m) constitué de grès tendres ou de sables blancs, roux à jaunes, en bancs bien individualisés de 20 à 40 cm, sans matrice argileuse importante, à grains devenant de plus en plus fin vers le haut et se chargeant en ciment carbonaté.

Cet ensemble est généralement considéré, sans preuves paléontologiques, comme infraliasique.

2° Caractères minéralogiques

Le rapport $\frac{\text{quartz}}{\text{feldspaths}}$ reprend brutalement une valeur faible (< 2). Les éléments micacés sont très peu abondants.

Le cortège minéralogique se caractérise (pl. III, fig. 6) par :

a) Le grand développement de la tourmaline, l'apparition de la tourmaline bleue et la fréquence des formes arrondies de ce minéral.

b) La fréquence de l'anatase en agrégats (authigène).

c) L'apparition de formes particulières de zircon : les zircons jumelés.

d) La disparition quasi totale de l'apatite.

e) L'explosion des diverses formes de grenat, discrètement représentées dans les grès inférieurs.

CONCLUSIONS RELATIVES A LA STRATIGRAPHIE

Dans un ensemble qui, en première analyse, apparaît assez homogène du point de vue lithologique, il est cependant possible de mettre en évidence des différences sensibles dans les épaisseurs, la granulométrie, le pourcentage des colloïdes, la répartition et l'habitus des minéraux lourds. Néanmoins, les rapides variations latérales de certains caractères lithologiques (couleur, épaisseur), rendent délicates les corrélations. Par contre, ces observations, jointes à l'examen des surfaces de discontinuité (discordance,

rupture de sédimentation, ravinement) suggèrent une grande irrégularité du substratum sur lequel les sédiments se sont déposés ; il reste cependant à évaluer dans la plupart des cas la part de l'érosion subaérienne et des remaniements et la part des déformations structurales.

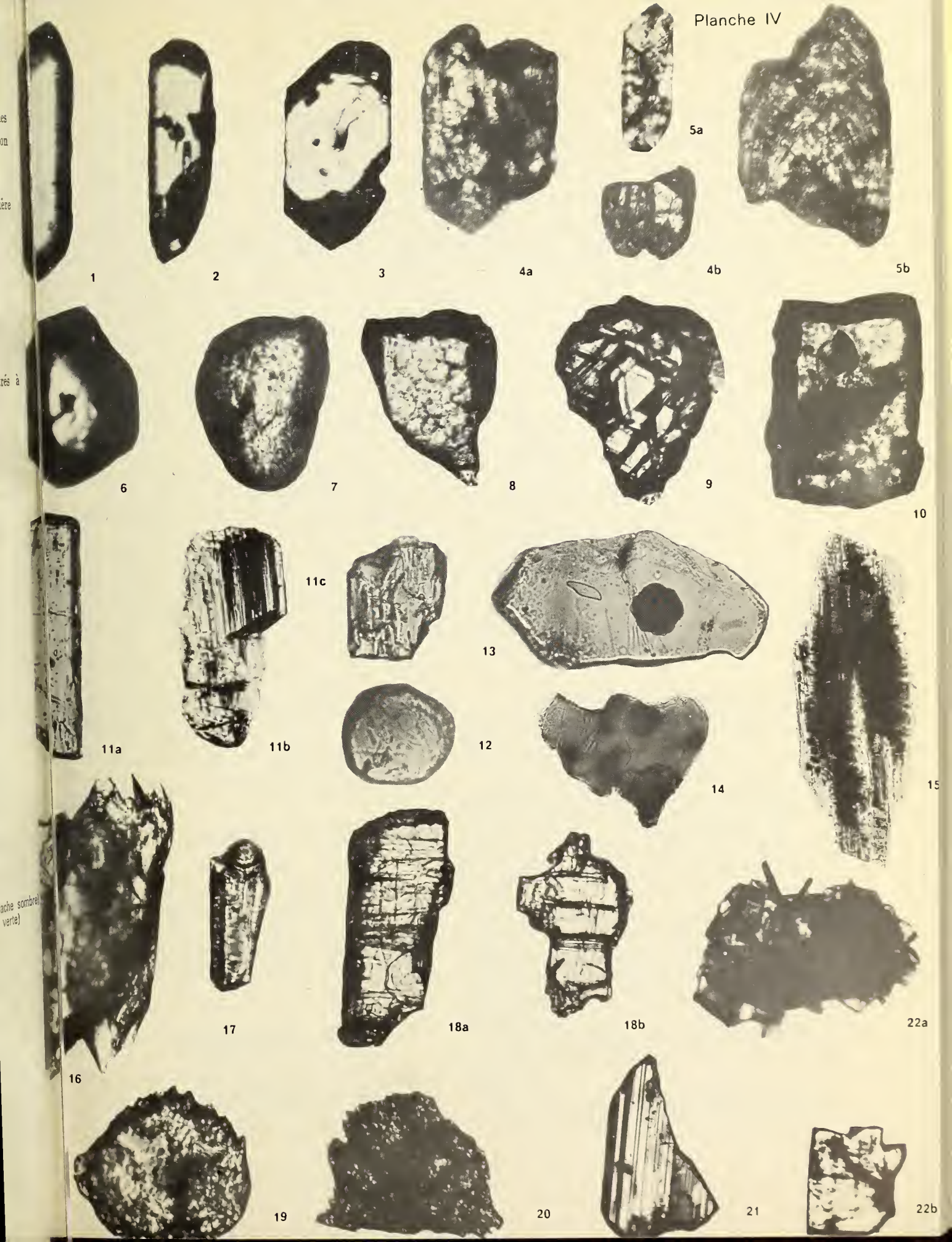
Enfin, on voit se dessiner trois aires de sédimentation principales qui se localisent, en première analyse, sur certaines des unités tectoniques définies plus haut. Ce sont :

- la plate-forme d'Ayen au NW,
- le fossé de Larche au centre,
- le bassin de Meyssac au SE.

Les caractères de ces différentes aires seront précisés à la suite des chapitres consacrés à l'origine des sédiments et à leurs conditions de sédimentation.

LEGENDE LA PLANCHE IV
(Grossissement moyen $\times 200$)

- | | |
|--------------------------------------|--|
| 1 Zircon anguleux allongé | 11c Tourmaline anguleuse (fragment cassé) |
| 2 Zircon anguleux allongé corrodé | 12 Tourmaline arrondie |
| 3 Zircon anguleux trapu corrodé | 13 Muscovite pénétrée par un oxyde de fer (tache sombre) |
| 4a Zircons « jumelés ». | 14 Biotite chloritisée (plages claires de teinte verte) |
| 4b | 15 Anthophyllite |
| 5a Zircons zonés | 16 Staurotide vermiculée |
| 5b | 17 Sillimanite |
| 6 Grenat isométrique | 18a Disthène prismatique |
| 7 Grenat arrondi | 18b Disthène corrodé |
| 8 Grenat celluleux | 19 Apatite en dents de scie |
| 9 Grenat « clivé » | 20 Barytine |
| 10 Grenat tabulaire | 21 Brookite |
| 11a | 22a Anatase en « agrégats » |
| 11b Tourmaline anguleuse prismatique | 22b Anatase en tablettes |



ORIGINE DES SÉDIMENTS

I. — ETUDE ANALYTIQUE SOMMAIRE.

A. — LES GRANDS TRAITS DE LA PETROGRAPHIE DE LA PARTIE NW DU MASSIF CENTRAL

Un examen général de l'Auvergne et du Bas Limousin (fig. 7) montre les grands traits de la géologie des régions cristallines (ROQUES, 1941) proches du bassin de Brive et qui ont dû à priori fournir en grande partie le matériel sédimentaire de ce bassin.

La pétrographie détaillée du Massif Central est complexe ; néanmoins, on peut distinguer dans sa partie NW trois zones principales :

- a) Zone des ectinites et des migmatites.
- b) Zone de la faille d'Argentat ou zone des mylonites.
- c) Zone des granites à deux micas (plateau de Millevaches).

Les caractéristiques pétrographiques de ces régions sont quelque peu différentes, si bien qu'il doit être possible, à la suite de l'examen des galets et des minéraux lourds rencontrés dans le bassin de Brive, de déterminer les provinces distributives.

B. — ORIGINE DES GALETS

Les galets rencontrés dans les conglomérats de l'ensemble des formations offrent les variétés suivantes :

- grès
- quartz
- quartzite
- phyllade
- leptynite
- migmatite
- granite à deux micas
- pegmatite à tourmaline
- micaschistes
(avec ou sans biotite)
- microgranite
- gneiss (à muscovite)
- calcédoine blanche et noire
- grès de Thiviers

Ainsi, une première distinction peut être établie entre les galets ectinitiques (métamorphiques) et migmatitiques d'une part, et ceux qui sont granitiques d'autre part.

On peut au moins dire que les premiers (phyllade, micaschistes, gneiss, leptynite, migmatite) sont d'origine bas-limousine et qu'ils ne peuvent pas provenir du plateau de Millevaches. Toutefois, s'il y avait des roches ectinitiques et migmatitiques d'origine plus lointaine il serait impossible de les distinguer.

Les galets granitiques (granites à deux micas surtout) proviennent très probablement du plateau de Millevaches. Il existe cependant quelques petits affleurements de granite dans le Bas Limousin, mais plus éloignés du bassin que ceux du plateau de Millevaches.

Les galets de quartz et de quartzite ⁽¹⁾ sont d'origine essentiellement filonienne ou mylonitique (faille d'Argentat).

(1) Ils font l'objet d'une étude morphoscopique et morphométrique dont les résultats seront consignés dans une prochaine note.

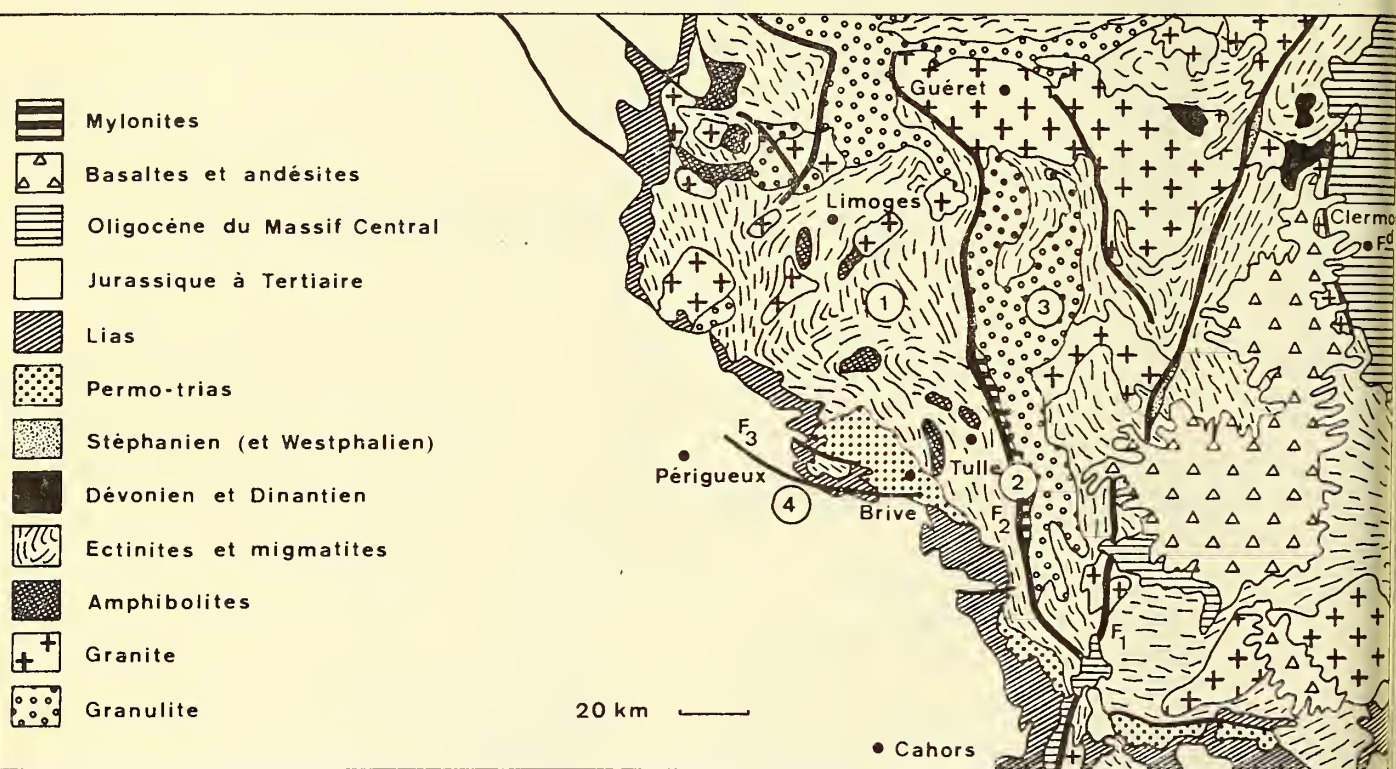


Fig. 7. — Carte schématique des principaux faciès pétrographiques de la partie NW du Massif Central

1 Bas Limousin
2 Zone des mylonites

3 Plateau de Millevaches
4 Massif de Châtres

F₁ Faille de Villefranche
F₂ Faille d'Argentat
F₃ Faille de Meyssac

Les galets de grès de Thiviers rencontrés dans les conglomérats du grès de Donzenac sont localisés dans la partie occidentale de la plate-forme d'Ayen. Leur origine est donc toute proche.

L'explication de l'origine de la plupart des galets du bassin de Brive peut donc être assez simple. Par contre, les galets de microgranite ne peuvent venir ni du Bas-Limousin, ni du plateau de Millevaches.

On remarque par ailleurs qu'on ne rencontre pas de roches basiques (amphibolites, serpentines), bien que ces roches soient largement représentées dans le Bas-Limousin. On peut penser qu'elles étaient recouvertes de sédiments plus récents appartenant par exemple au Dévonien et au Dinantien et qu'elles ont pu être, dans ce cas, protégées de l'érosion au Permo-trias. On peut aussi émettre l'hypothèse de leur destruction sur place ou au cours du transport (eaux agressives) après décapage des couches sédimentaires qu'elles étaient susceptibles de supporter.

Il reste difficile d'avoir une idée de l'extension primitive du Dévonien et du Dinantien, mais, quoi qu'il en soit, il semble que la calcédoine rencontrée sous la forme détritique dans les sédiments du bassin de Brive puisse avoir son origine dans ces terrains paléozoïques, en particulier dans le Dinantien à faciès Culm, connu actuellement dans la partie orientale du Massif Central et dans la Montagne Noire.

Par ailleurs, les affleurements actuellement visibles de Stéphanien ont probablement eu une extension plus grande et ont pu par conséquent donner certains éléments détritiques du bassin de Brive. Mais sous la forme détritique, ces apports ne peuvent être différenciés des éléments cristallins.

Enfin, il ne faut pas oublier que certains éléments détritiques doivent probablement leur origine à des régions couvertes à l'heure actuelle, mais qui ont pu être émergées au Permo-trias (horst de Terrasson).

C. — ORIGINE DES MINÉRAUX DETRITIQUES

1° Minéraux légers

Les minéraux légers les plus importants en volume sont les quartz et les feldspaths. De la glauconie a également été rencontrée.

Les quartz : on trouve plusieurs variétés de quartz dans les sédiments :

— des grains montrant une extinction roulante (origine filonienne).

— des grains constitués de très petits cristaux de quartz assez alignés qui proviennent des gneiss et de quartz d'origine ignée.

Nous n'avons pas fait d'analyse morphoscopique détaillée des grains de quartz.

Les feldspaths : on peut reconnaître :

- des grains à macle polysynthétique ;
- des grains assez clairs, altérés ;
- des grains fortement séricitisés.

Les variétés sont toujours sodiques ou potassiques. Au point de vue origine, les feldspaths séricitisés proviendraient d'après WALTERS des ectinites et les feldspaths mâclés des roches ignées.

La glauconie : WALTERS signale dans certains niveaux du grès de Lanteuil la présence de glauconie et se pose la question de savoir si elle est détritique ou pas. Nous n'avons pu, quant à nous, retrouver ces niveaux.

2° Minéraux lourds

L'étude des minéraux lourds paraît beaucoup plus instructive que celle des minéraux légers en ce qui concerne l'origine des matériaux ; l'interprétation de leur répartition reste cependant très délicate.

a) Rappel de quelques considérations générales relatives à l'étude des minéraux lourds (S. DUPLAIX, 1958, J. GERMANEAU, 1967)

En principe, les minéraux lourds doivent donner des renseignements sur la source du matériel sédimentaire et la province distributive. En fait, les études pétrographiques des provinces distributives sont faites en plaques minces, c'est-à-dire que beau-

coup d'éléments accessoires rares risquent de passer inaperçus. Il serait préférable d'en faire l'étude sur des arènes. Malheureusement, ce n'est pas toujours possible.

D'autre part, la composition du sédiment doit refléter la composition de la province distributive, mais il faut tenir compte :

— du mode de transport (eau, vent) et de sa durée ;

— des actions chimiques diverses, qui ont fait disparaître les moins stables, ou au contraire, provoqué l'apparition des minéraux de néogénèse.

De plus, au cours du transport, qui détermine largement les formes ultimes du minéral, ont pu s'exercer des actions mécaniques, si bien que la dureté, la densité, la présence ou l'absence de clivage, la forme propre du minéral, sont autant de paramètres qu'il est difficile d'isoler. Par suite, des couches de même âge peuvent avoir une composition minéralogique différente et inversement l'uniformité peut n'être qu'apparente et correspondre à des strates d'âges différents.

C'est pourquoi, dans notre analyse sur les origines possibles, nous nous attacherons à noter essentiellement les divers habitus des minéraux les plus caractéristiques (Pl. IV).

b) Les principaux minéraux et leur origine probable

La répartition des minéraux lourds dans le Bas-Limousin est définie sur la fig. 8, d'après ROQUES (1941). On peut dire de plus :

1) Que les minéraux : anatase, biotite, chlorite, sphène, staurotide, grenat, rutil proviennent surtout des ectinites du Bas-Limousin, car ils sont rares ou absents dans les autres régions connues d'origine possible.

2) Que les minéraux qui sont au contraire rares ou absents dans le Bas-Limousin sont : brookite, corindon, glaucophane, monazite, sillimanite.

De fait, ces minéraux ne sont pas ou presque pas représentés dans les sédiments du bassin de Brive.

3) Que les minéraux typiques des roches représentées à l'E de la faille d'Argentat sont : sillimanite, grenat incolore.

Minéraux Zones pétrographiques	Anatase	Andalousite	Apatite	Augite	Biotite	Chlorite	Clinzoisite	Diopside	Eustatite	Epidote	Grenat	Hornblende	Ilménite	Disthène	Magnétite	Pyrite	Rutile	Sillimanite	Sphène	Spinelle	Staurolite	Zircon
SCHISTES																						
MICASCHISTES supérieurs																						
MICASCHISTES inférieurs																						
GNEISS supérieurs																						
MIGMATITES																						
ERUPTIFS																						

Fig. 8. — MINÉRAUX LOURDS DU BAS LIMOUSIN

(D'après M. Roques, 1941)

(En hachures, les principaux minéraux rencontrés dans les formations sédimentaires étudiées)

4) Que les minéraux qui proviennent des roches sédimentaires sont : tourmaline brune arrondie, zircon arrondi et zircon zoné.

5) Que les minéraux qui peuvent être authigènes sont : anatase, glauconie, hématite, pyrites.

6) Que les minéraux qui sont trop répandus pour qu'il soit possible de préciser leur origine sont : apatite, tourmaline brune anguleuse, biotite, zircon anguleux, hornblende.

Ainsi, en dehors des staurolites, de quelques disthènes et sillimanites qui proviennent de roches

métamorphiques, le cortège minéralogique est essentiellement issu de roches cristallines.

En ce qui concerne l'habitus, il n'a pas été possible de préciser l'origine des différentes formes de grenats qui, on l'a vu, ont servi à caractériser différentes provinces au niveau en particulier des grès de Donzenac et des grès de Lanteuil.

Parmi les diverses variétés de zircons, par contre :

— la forme courte, trapue, bipyramidée, serait, d'après la littérature, caractéristique des granites à deux micas ;

— la forme allongée, bipyramidée, proviendrait essentiellement des terrains éruptifs, en particulier des granites ;

— la forme jumelée, zonée ou non, a une origine assez douteuse. Cette forme, qui semble se localiser dans les grès supérieurs de Brive, est signalée par BERTHOIS dans son étude des minéraux lourds issus du Massif Armoricain.

La tourmaline mauve, rare et répartie surtout dans le Permo-stéphanien, serait issue des pegmati-

tes (KRYNINE). Ces dernières sont précisément représentées au Sud de Tulle.

La staurotide (formes corrodée et arrondie) est pratiquement toujours localisée (grès de Donzenac, grès de Lanteuil, grès supérieur de Brive) dans la région nord-occidentale. Elle peut avoir une origine bas-limousine, mais provenir aussi de régions recouvertes actuellement, centrées plus ou moins sur l'actuel massif de Châtres.

II. — CONCLUSION DE L'ETUDE SUR L'ORIGINE DES SEDIMENTS.

En résumé, le Massif Central, tel qu'il apparaît actuellement, présente toutes les zones qui peuvent avoir fourni les matériaux détritiques du bassin de Brive. L'origine précise des galets et des minéraux détritiques est cependant complexe. Il est logique d'envisager les origines les plus proches, mais on pensera aussi à des origines possibles plus lointaines, ayant des caractéristiques semblables.

Les origines les plus proches, donc, malgré tout, les plus probables, se répartissent ainsi :

A. — BAS LIMOUSIN

- les galets ectinitique et migmatitiques,
- les galets granitiques,
- les galets de grès de Thiviers,
- les minéraux : anatase, biotite, chlorite, grenat, rutile, tourmaline mauve, zircons bipyramidés, allongés.

B. — PLATEAU DE MILLEVACHES

- la plupart des galets de granite à deux micas,
- les minéraux : sillimanite, zircons courts, trapus, bipyramidés, tourmaline brune anguleuse.

C. — AUTRES REGIONS DU MASSIF CENTRAL CRISTALLIN OU SES PROLONGEMENTS SOUS LE BASSIN D'AQUITAINE, MASSIF ARMORICAIN

- les galets microgranitiques,
- les minéraux : staurotides, zircons jumelés.

D. — TERRAINS SEDIMENTAIRES

- galets de phtanites et de calcédoine,
- grains de quartz arrondis,
- glauconie (?),
- grains arrondis de tourmaline, zircon, grenat.

CONDITIONS DE SÉDIMENTATION

I. — *DEGRE D'ALTERATION DES ROCHES D'ORIGINE.*

cée se situe au niveau des grès de Noailhac où on relève le plus faible pourcentage de feldspath et de biotite.

A. — SEDIMENTS PERMO-STEPHANIENS

Les indications fournies par l'étude des sédiments permien et stéphaniens montrent une modification chimique fortement avancée pour la plupart des dépôts.

1° Quelques faits

— Aucun élément de roche basique n'a été trouvé sous la forme détritique.

— Certains grains de muscovite montrent des zones de pénétration des oxydes de fer, apparemment dans la structure des cristaux.

— La biotite est relativement peu abondante.

— Les minéraux lourds issus de roches basiques sont absents ou rares.

— Les feldspaths détritiques sont fréquemment séricitisés.

— Des éléments détritiques végétaux se rencontrent dans quelques échantillons (grès de Donzenac et grès de Lanteuil).

— Si on analyse les variations du degré d'altération dans toute la série, on s'aperçoit que le phénomène était moins avancé au début, la base des grès de Donzenac en particulier contenant une plus grande variété d'éléments ferro-magnésien, contenant généralement plus de biotite, et moins de micas oxydés que les grès situés plus haut dans la série stratigraphique. L'altération chimique la plus avan-

2° Interprétation

a) Les roches basiques (amphibolites, serpentines), affleurent actuellement largement dans le Bas-Limousin. Mais leur absence, on l'a vu plus haut, peut s'expliquer par le fait qu'elles ont pu être recouvertes de sédiments.

b) L'altération de la muscovite par l'oxyde de fer est la même que celle qui est visible actuellement dans certaines régions tropicales (WALTERS) où les micas prennent une coloration rougeâtre dans les affleurements des roches cristallines. Mais il faut tenir compte de la possibilité de l'apparition de ce phénomène d'oxydation dans les sédiments eux-mêmes. Par ailleurs, le fait que quelques grains ne sont pas altérés peut s'expliquer par la présence de conditions de réduction qui ont permis le départ des oxydes après le dépôt. Cependant, dans un même échantillon on rencontre les deux formes, oxydée et non oxydée : ce fait paraît traduire des origines différentes plutôt que des actions irrégulières de diagénèse.

c) Le faible pourcentage de biotite peut aussi s'expliquer par une altération avant dépôt, car ce minéral est assez répandu dans les gneiss, les migmatites, les micaschistes inférieurs (ROQUES).

d) La rareté des minéraux lourds basiques (hornblende, épidote, pyroxènes) requiert une explication semblable. On peut admettre par ailleurs que ces minéraux basiques sont relativement rares dans les sédiments anciens mais leur absence, même

dans les couches fortement cimentées, indique leur disparition avant la compaction.

e) La séricitisation des feldspaths n'est probablement pas diagénétique étant donné, selon WALTERS, qu'ils sont en équilibre géochimique dans la plupart des conditions de diagénèse.

f) La présence de quelques éléments végétaux détritiques suggère des conditions d'humidité et d'altération chimique assez forte.

En résumé, toutes ces observations s'accordent dans l'ensemble avec l'hypothèse d'une altération sur place, avant transport, des roches originelles.

B. — SEDIMENTS RETHO-TRIASIQUES

1° Les faits d'observation

a) La muscovite présente les mêmes phénomènes d'altération que dans les niveaux sous-jacents.

b) La biotite est rare et les minéraux lourds basiques absents.

c) Les feldspaths détritiques sont très rares ou absents dans les grès inférieurs de Brive. Relativement abondants dans la partie basale des grès supérieurs, ils sont les plus souvent altérés en séricite ou transformés en kaolinite.

d) Bien que la distribution entre détritique et authigène soit souvent délicate, la présence de minéraux de néogénèse ne paraît pas douteuse ; il s'agit en particulier de l'*anatase* qui se développe le plus souvent en agrégats, formant des excroissances de petites tablettes blanches ou bleutées sur un minéral opaque (leucoxène ?). Ce phénomène s'observe en particulier vers la base des grès supérieurs de Brive.

e) Ces mêmes grès, sableux et argileux, conservent localement du sel (région de Terrasson) les rendant impropres à la confection de ciment.

f) Certains niveaux ont révélé la présence de barytine en abondance.

2° Interprétation

Comme pour les sédiments permo-stéphaniens, l'étude de l'état actuel des dépôts rhéto-triasiques émoigne d'un degré d'altération plus ou moins

prononcé suivant les niveaux avec ici une tendance inverse, stratigraphiquement, de celle relevée à propos des formations permo-stéphaniennes. De plus, certaines conditions, propres au dépôt, ont favorisé certains processus de diagénèse et permis le développement de minéraux authigènes. En effet, il est remarquable de constater que l'*anatase* authigène se rencontre beaucoup plus fréquemment dans la partie moyenne des grès supérieurs de Brive, c'est-à-dire dans des niveaux très peu argileux et peu compactés.

Enfin, la présence de sel à un certain niveau des grès supérieurs de Brive est difficile à interpréter en raison de la faible extension de ces dépôts.

II. — CONDITIONS DE TRANSPORT ET DE DEPOT.

A. — SEDIMENTS PERMO-STEPHANIENS

1° Les faits d'observation

D'une façon générale, l'usure mécanique des grains détritiques n'est pas très avancée. Les éléments ayant moins d'un centimètre de diamètre sont dans leur grande majorité anguleux, avec arêtes vives. Les éléments de diamètre supérieur à un centimètre sont parfois en partie arrondis. Les galets montrent donc une usure plus avancée.

a) Les grès de Donzenac

Dans les grès de Donzenac, les conglomérats présentent, pour la plupart, un mauvais calibrage (courbe bimodale en général). Les débris végétaux y sont fréquents.

Les oxydes de fer y sont irrégulièrement répartis :

— dans le centre (fossé de Larches). l'oxyde de fer est plutôt de la limonite et les couches en contiennent de grandes quantités, à côté de lentilles de schistes bitumineux et de charbon ;

— vers les bordures NW (plate-forme d'Ayen) et SE (bassin de Meyssac). l'oxyde de fer est plutôt de l'hématite.

b) Le calcaire de Saint-Antoine

Développé au centre du bassin en couches qui ne sont pas toujours continues, il ne contient dans cette région que très peu de matériaux détritiques. Les bordures présentent des intercalations d'argiles et parfois de grès. Le calcaire y est le plus souvent en rognons.

c) Les grès de Lanteuil

Ils montrent sensiblement la même succession que les grès de Donzenac. Les conglomérats de base sont à ciment brunâtre vers le centre, devenant rouge vers le N, le NW et le SE. Au-dessus des conglomérats on note dans la région centrale des couches à grains fins et des couches de schistes noirs et verts. Au SE et au NW les couches deviennent rouges. Enfin, dans le haut de la formation, les argiles dominent et sont de teinte rouge dans les trois zones.

d) Les grès de Noailhac

Ils sont généralement bien calibrés.
Les argiles sont rares.
La partie inférieure est souvent brunâtre.

2° Interprétation

L'ensemble de ces faits permet de reconstituer les conditions de dépôt suivantes :

a) Région centrale

— Dans le centre, la présence de schistes bitumineux et de charbons en lentilles témoigne de l'existence d'une plaine alluviale avec parfois des marécages d'extension limitée.

— Le régime lacustre avec eau peu aérée et pH élevé permettant la conservation des débris végétaux s'installe plus franchement au niveau du calcaire de Saint-Antoine. Cependant, les couches calcaires étant discontinues, les lacs de cette région étaient irréguliers.

— Les conditions de réduction persistent pendant le début de la sédimentation des grès de Lanteuil qui livrent encore des couches de schistes noirs et verts, souvent bitumineux ou contenant des matiè-

res végétales. Vers le haut de la formation, la présence d'argile uniformément colorées en rouge et de grès à grains relativement fins et bien calibrés suggère des conditions de plaine alluviale aérée où la décantation est active.

Les grès de Noailhac ne sont pratiquement pas représentés dans la région centrale (lacune d'érosion probable).

b) Bordures NW et SE

On a vu qu'au niveau des grès de Donzenac, l'oxyde de fer le mieux représenté sur les bordures NW et SE était l'hématite. Ce fait témoigne de conditions d'aération bien marquées. Ces mêmes conditions persistent durant la sédimentation des calcaires de Saint-Antoine (s'enrichissant au NW comme au SE en matériaux détritiques ou passant latéralement à des argiles rouges) et des grès de Lanteuil (les couches devenant de plus en plus rouges au SE et au NW).

Au niveau des grès de Noailhac enfin, représentés exclusivement dans la partie SE (bassin de Meyssac) on a vu que les grains sont tous bien calibrés, les colloïdes rares, indiquant un triage des éléments argileux. La partie inférieure, souvent brunâtre, montre des « ripple marks » tandis que des chenaux conglomératiques sont repérables vers le sommet de la formation. Ces observations suggèrent un théâtre aquatique de type deltaïque.

En résumé, le bassin de Brive se présentait durant pratiquement toute la période permo-stéphanienne sous la forme d'une plaine de ruissellement dont la région centrale, c'est-à-dire celle centrée approximativement sur un ligne joignant Donzenac, Brive et Terrasson, était souvent marécageuse ou lacustre, permettant l'accumulation des dépôts d'origine végétale et la formation d'oxydes de fer limonitiques, et dont les bordures, par contre, étaient plutôt aérées (hématite).

B. — SEDIMENTS RHETO-TRIASIQUES

1° Les faits d'observation

Les caractères concernant l'usure mécanique des grains du rhétotrias sont comparables à ceux du permo-stéphanien.

Les conglomérats présentent eux aussi un mauvais calibrage.

On relève fréquemment, dans les grès inférieurs de Brive, la présence de galets mous argileux et de lentilles d'argile rouge ou bigarrée plus ou moins grande (jusqu'à 20 m) au sein de formations grésos-sableuses. Vers le sommet de la formation, les niveaux sont généralement bien classés.

Vers la base des grès supérieurs, les sédiments sont mal calibrés avec une matrice argileuse souvent importante. Les stratifications entrecroisées à faible rayon de courbure (20 à 50 m) y sont la règle. Puis se sédimentent des niveaux toujours hétérogènes mais de plus en plus fins et sans matrice argileuse importante. Enfin, les stratifications tendent à devenir horizontales, réalisant des bancs bien individualisés, où dominent les colorations jaune et rouge.

2° Interprétation

Les grès inférieurs de Brive, conservés essentiellement dans la zone centrale, représentent dans

l'ensemble des conditions de sédimentation relativement calme : installation d'une plaine alluviale recevant d'un arrière-pays proche du matériel mal calibré. Dans le cas des niveaux bien classés, on peut y voir des témoins d'une action éolienne ou de courants d'eau qui ont plusieurs fois remanié les sédiments. Quant aux poches et lentilles argileuses, elles peuvent être le témoin de ruisseaux calmes ou de petits lacs temporaires de décantation. L'oxydation de ces grès est dans l'ensemble faible (couleur blanche, verte à jaune). Ce fait peut être mis en relation avec la présence d'une tranche d'eau relativement grande et d'un apport constant de matériel.

La formation des grès supérieurs témoigne par contre d'une sédimentation rapide, à caractère torrentiel évoluant progressivement vers une sédimentation plus calme avec retour des conditions d'oxydation (coloration rouge).

EXTENSION ET RÉPARTITION DES MATÉRIAUX DÉTRITIQUES

A. — RESUME DES CARACTERES DES PRINCIPALES AIRES DE SEDIMENTATION

L'étude des relations géométriques entre les diverses formations, la considération des variations de leurs caractères lithologiques (épaisseur, stratification, extension et nature des niveaux conglomératiques, couleur) et sédimentologiques (granulométrie, phase argileuse, rapport $\frac{\text{quartz}}{\text{feldspaths}}$, répartition verticale et latérale des minéraux lourds) conduisent à résumer les caractères généraux propres aux principales aires de sédimentation calquées sur certaines des unités structurales définies plus haut.

1° La plate-forme d'Ayen

Elle présente dans son ensemble des dépôts de faible épaisseur. Ni les grès de Noailhac, ni les grès inférieurs de Brive n'y sont représentés. Les indices de remaniements y sont fréquents à l'intérieur de sédiments très généralement oxydés et de granulométrie relativement fine. L'abondance de la staurotide dans toutes les formations détritiques représentées (grès de Donzenac, grès de Lanteuil, grès supérieurs de Brive) peut enfin être retenue comme critère spécifique de cette unité.

2° Le fossé de Larche

Cette zone montre les dépôts les plus grossiers ; ils sont épais et subsidents et révèlent souvent des conditions réductrices (schistes charbonneux et bitumineux). Par ailleurs, cette zone présente, pour

l'ensemble des formations, un mélange des éléments détritiques qui caractérisent respectivement la plate-forme d'Ayen et le bassin de Meyssac (observation particulièrement significative pour les différentes variétés de grenat).

3° Le bassin de Meyssac

Il est caractérisé par :

- des dépôts de faible épaisseur (sauf pour les grès de Noailhac) mais relativement plus grossiers que ceux de la plate-forme d'Ayen ;
- des sédiments oxydés et remaniés.

B. — DIRECTION D'APPORT DES MATERIAUX DETRITIQUES (pl. II et III)

Un certain nombre d'observations (évolution horizontale de la granulométrie, répartition des conglomérats) et de mesures (inclinaison des berceaux de stratification oblique ou entrecroisée) effectués en particulier dans le fossé de Larche (Pl. V) et dans la plate-forme d'Ayen, autorisent à penser que les directions d'apport du matériel déritique sont liées à un canevas tectonique précis dont la plupart des éléments sont encore actuellement marqués.

En effet, dans le fossé de Larche, on relève dans l'ensemble des formations, excepté dans les grès supérieurs de Brive, des directions ENE-WSW



A. — Stratifications obliques et entrecroisées dans les grès de Noailhac au NE de Meyssac (courants venant de la droite et berceaux à faible rayon de courbure).



B. — Stratifications irrégulières et obliques dans la partie inférieure des grès de Noailhac (une carrière près de Grammont, au SW de Brive).



C. — Chenal de sédimentation dans la partie supérieure des grès de Noailhac au NW de Noailhac sur la route de Brive à Meyssac (direction des courants : de l'arrière vers l'avant de la photo).



D. — Chenal de sédimentation dans les grès de Lanteuil au N de Brignac. La couche conglomératique (en blanc sur la photo) remplit une poche dans laquelle le banc calcaire a été érodé (à la faveur d'une petite cassure visible dans la partie centrale de la photo).

(région de Brive) et E-W (Terrassonnais). Or on constate que ces directions sont sensiblement parallèles à l'axe de la zone de flexure Terrasson-Brive.

Dans la partie occidentale de la plate-forme d'Ayen, il est possible de mettre en évidence, dans les grès de Donzenac (région de Cublac), et dans les grès de Lanteuil (région de Segonzac), des directions d'apport qui sont, elles, NS à NNW-SSE, et qui coïncident par conséquent plus ou moins avec l'orientation des accidents cassants ou des flexures relevés actuellement entre Terrasson et Segonzac. Ces observations s'accordent par ailleurs avec le fait, déjà signalé, que le calcaire de Saint-Antoine n'est plus représenté à l'ouest de cette ligne subméridienne.

Enfin, et nous limitant à des mesures réalisées dans les grès supérieurs de Brive, immédiatement au Nord et au Sud de la ville, nous indiquerons que des directions très variables ont été notées. Il semble cependant qu'une direction dominante s'individualise au sommet de la formation : elle est orientée SE-NW, c'est-à-dire pratiquement parallèle aux « failles limitatives du plateau central » définies par MOURET.

C. — INTERPRETATION ET CONCLUSION

Ainsi, la répartition des sédiments dans la partie centrale et nord-occidentale du bassin de Brive paraît donc être en grande partie guidée par un cadre tectonique précis. Un des éléments majeurs de ce cadre est représenté par la flexure Terrasson-Brive, dont la direction E-W n'a rien à voir, à notre sens, avec la direction hercynienne (armoricaïne) représentée actuellement par la faille de Meyssac. Mais tout ce qu'on peut dire c'est qu'ici les structures E-W à ENE-WSW sont antéstéphanienues.

Des éléments de datation peuvent être recueillis en dehors des limites du bassin de Brive : on note en effet que cette direction E-W se retrouve dans toute une série d'accidents, cassants ou souples,

depuis la Montagne Noire jusqu'au Nord du Morvan. Parmi les plus significatifs, certains (ride de Lodève) régissent la paléogéographie à l'échelle régionale, de dépôts que l'on peut considérer comme contemporains de ceux du bassin de Brive. D'autres influencent la répartition des sédiments du Jurassique supérieur des Causses, ainsi que l'ont montré Ph. DUFAURE et J. DELFAUD (comm. orale).

Si l'on rapproche ces structures E-W de celles qui, comme le synclinal houiller de Sincey-les-Rouvray, dans le Nord du Morvan, sont situées sur des déformations d'âge cadomien (cf. PRICHONNET), on est amené à penser qu'elles constituent des reliques du canevas tectonique de la chaîne calédonienne dans cette partie occidentale du Massif Central. Cette hypothèse conduirait à ne plus considérer la faille de Meyssac comme une faille limite, ainsi que l'admettaient MOURET et GLANGEAUD. Cet accident tardif n'était probablement pas individualisé pendant toute l'histoire permo-triasique du bassin de Brive et n'avait par conséquent aucune influence sur la répartition des sédiments lesquels doivent, en particulier dans le prolongement occidental du fossé de Larche, s'étendre relativement loin sous la couverture mésozoïque. Le volume des affleurements actuels est d'ailleurs trop réduit par rapport à toutes les sources possibles exigées par la variété des éléments détritiques.

On a vu cependant que les directions SE-NW dominant dans les grès supérieurs de Brive (rattachés à l'infralias et séparés, rappelons-le, des grès inférieurs par une discordance de ravinement). Cette observation conduit à l'hypothèse d'un arrêt de l'influence des accidents de direction calédonienne au niveau de la fin de la sédimentation des grès inférieurs. Par contre, les accidents de direction armoricaïne deviennent prépondérants dans la répartition des dépôts à partir de la sédimentation des grès supérieurs qui ont souvent été considérés, et à juste titre par conséquent, comme les termes de base de la transgression liasique le long de la bordure occidentale du Massif Central.

ÉLÉMENTS DE PALÉOGÉOGRAPHIE

A. — GRES DE DONZENAC

La grande variété des galets du conglomérat de base des grès de Donzenac et leurs caractères morphoscopiques et granulométriques impliquent un drainage important et un gradient de pente relativement fort des ruisseaux descendant du Massif Central vers la fin du Stéphaniens. La zone de dépôt, étant donné les variations considérables d'épaisseur de ce conglomérat, devait elle-même être très accidentée. Les conglomérats ont occupé des fossés ou sillons dont le plus important se situe sur une ligne actuelle joignant Donzenac à Terrasson. Les conditions d'affleurement ne permettent malheureusement pas de suivre avec exactitude le tracé dans anciens lits de rivière ou de chenaux.

La dimension des éléments détritiques diminue dans la partie supérieure ; l'aire de sédimentation se comble tandis que commencent à s'individualiser :

- une zone centrale ;
- une zone Nord-Ouest ;
- une zone Sud-Est.

La zone centrale, ou fossé de Larche, correspond au réceptacle des dépôts grossiers d'origine éloignée : les sédiments y sont variés et plus épais que sur les bordures et leur répartition paraît directement liée à la flexure Terrasson-Brive active dès cette période. On peut supposer que cette région centrale était traversée par un fleuve, à source relativement lointaine, et alimenté par des affluents venant du NW et du SE, à source relativement proche, cette disposition expliquant le mélange des sédiments du fossé de Larche et les caractères spécifiques de la plate-forme d'Ayen et du bassin de Meyssac. Des dépôts bitumineux témoignent en outre de la présence de marécages aux abords de ce fleuve tandis que les

dépôts rougeâtres des bordures NW et SE se traduisent par des conditions d'oxydation sans accumulation importante de sédiments.

B. — CALCAIRE DE SAINT-ANTOINE

Le passage des grès de Donzenac au calcaire de Saint-Antoine, sans transition visible, suggère une érosion régionale antérieure à ces dépôts carbonatés dont nous verrons plus loin l'origine possible.

Les épaisseurs maxima de ces calcaires se rencontrent encore dans les environs de Larche où ils sont noirs, sans intercalation importante d'argile. Ils sont de moins en moins épais en direction du Nord et en direction de l'Ouest où ils ne dépassent pas la limite Terrasson-Segonzac, indice présumé de la montée du massif de Châtres. Vers le SE, des lentilles discontinues montrent l'existence de petits lacs isolés et limités dans l'espace et dans le temps.

Dans la zone centrale, la couleur grise à noire de ces calcaires et la présence de rares éléments végétaux témoignent de conditions réductrices.

Sur les bordures, des couches bigarrées indiquent, comme au niveau des grès de Donzenac, des conditions plus aérées.

C. — GRES DE LANTEUIL

A propos des grès de Lanteuil, on note de nouveau que les conglomérats de base de la formation sont les plus puissants dans la région centrale et sur ses bordures septentrionales, alors qu'ils sont très

minces vers le SE et qu'ils disparaissent à l'Ouest sensiblement sur le même méridien que les calcaires de Saint-Antoine. La zone centrale est donc toujours déprimée par rapport aux bordures. Seuls les gradients de pente paraissent plus faibles puisque les sédiments sont plus fins dans l'ensemble et que les dépôts argileux deviennent importants (surtout au sommet de la formation).

La présence de quelques niveaux conglomératiques au sein de la série peut être interprétée comme un indice de crue temporaire.

D. — GRES DE NOAILHAC

Bien qu'aucune discordance angulaire ou même cartographique ne le suggère, il semble que l'on puisse admettre une rupture de sédimentation nette avec, soit lacune d'érosion, soit absence de dépôts entre la fin des grès de Lanteuil et le début des grès de Noailhac. La différence nette entre les cortèges minéralogiques des deux formations (apparition brutale d'une quantité importante de tourmaline arrondie, dans les grès de Noailhac), le bon calibrage des grès, l'absence d'argile dans cette même formation, sont autant d'observations qui permettent, avec WALTERS, d'appuyer une telle hypothèse.

Par ailleurs, on note pour la première fois dans l'histoire du bassin une uniformité assez remarquable des minéraux, impliquant des mélanges ou des échanges relativement intimes des sédiments entre le NW et le SE ainsi que dans le sens EW.

Cet ensemble correspond donc à une période de calme épirogénique, sans jeu important des cassures ou flexures qui ont déterminé la répartition des sédiments dans les formations sous-jacentes, mais dès la fin du dépôt des grès de Noailhac, on assiste à une importante phase de compression qui a pour conséquences principales :

- la surélévation d'ensemble de la plate-forme d'Ayen et du horst de Terrasson ;
- la montée du horst anticlinal de Lissac ;
- l'effondrement corrélatif de la zone SE (bassin de Meyssac) ;
- l'effondrement de l'ensemble par rapport au Massif Central.

E. — GRES INFÉRIEURS DE BRIVE

Les relations entre les sédiments « permien » et leur couverture secondaire (discordance des grès inférieurs de Brive sur tous les termes du Permien) attestent l'importance de ces mouvements orogéniques. Il est encore difficile de savoir à quelle durée correspond cet intervalle puisque ni l'âge des grès de Noailhac ni l'âge des grès inférieurs de Brive ne sont connus avec certitude.

Nous pensons néanmoins, en nous basant sur des analogies de faciès avec le Lodévois (où l'Autunien et le Saxonien sont représentés) et sur la possibilité de rapprocher les grès inférieurs de Brive du Tigersandstein (faciès à dreikanter rencontrés dans les environs de Brive) que les déformations observées (rejeu de failles normales, basculements) sont à rapporter à la phase palatine.

Quoi qu'il en soit, les mouvements orogéniques de cette période sont responsables de l'individualisation du massif de Châtres et de la limite du bassin sur ses bordures NE et E, par des failles normales (cicatrisation de certains de ces accidents par les grès supérieurs de Brive ?).

L'érosion qui a suivi a enlevé la plus grande partie, sinon la totalité des grès et argiles dans toute la région située en gros au N de la flexure Terrasson-Brive au pied de laquelle vont s'accumuler les dépôts les plus épais des grès inférieurs de Brive. La localisation des cordons conglomératiques de la base de la formation aux environs immédiats de Brive, la mesure des directions de courants, les caractères des minéraux lourds (répartition, habitus) montrent que les sédiments ont emprunté une fois encore la zone de flexure Terrasson-Brive.

La période sédimentaire postérieure à la mise en place des dépôts plus ou moins grossiers de base (où l'on retrouve parfois des éléments du « Permien » sous-jacent) marque un retour à des conditions plus calmes permettant l'établissement d'une plaine alluviale avec dépôt de sédiments plus fins et souvent même argileux. Au fur et à mesure du comblement, le gradient de pente des ruisseaux issus du Massif Central diminue, ces derniers atteignant rapidement leur profil d'équilibre et se mettant à divaguer à la surface de la plaine alluviale comme en témoignent les directions de courants relevées dans la partie supérieure de la formation. Les dépôts ne semblent toutefois pas avoir dépassé au N la limite de la flexure Terrasson-Brive.

F. — GRES SUPERIEURS DE BRIVE

Les grès supérieurs de Brive, nettement différenciables de l'ensemble inférieur par leurs caractères lithologiques et minéralogiques, apparaissent comme le témoin d'une nouvelle phase de glyptogénèse ; les sédiments se forment aux dépens des terrains cristallins (abondance des feldspaths) et aux dépens des dépôts précédemment formés (abondance des minéraux arrondis). L'hétérogénéité des grains, la présence de berceaux de stratification entrecroisés à axe très incliné et d'une matrice argileuse relativement importante, impliquent un caractère torrentiel de la sédimentation particulièrement net dans le niveau inférieur.

L'ensemble de ces observations suggère un effondrement brutal de toute la bordure sédimentaire adjacente au Massif Central ainsi que le jeu différentiel du substratum affecté par un quadrillage de petites cassures. Ces dépôts mixtes (piémont du Massif Central et remaniement du substratum) sont transgressifs et envahissent pratiquement tout le bassin de Brive, amenant à confondre au N de la flexure Terrasson-Brive la surface d'érosion pré-grès inférieurs et la surface d'érosion près-grès supérieurs.

A cette première phase en succède une plus calme pendant laquelle les oxydations peuvent se réaliser (couleur variable) à l'intérieur des sédiments. Par ailleurs, les apports devenant moins abondants (gradient de pente des ruisseaux de plus en plus faible), un meilleur classement s'opère, permettant la réalisation de stratifications horizontales particulièrement nettes dans la partie axiale de la zone centrale.

A la suite du dépôt de ces formations continentales fluvio-lacustres ou fluvio-torrentielles, s'installe un régime lacustre favorisant la sédimentation d'argiles vertes et rouges (illite), de calcaires en plaquettes, ensemble lithologique que, par analogie avec les faciès du Lodévois, qui ont livré *Avicula Contorta*, on est tenté de rattacher au Rhénien.

Au-dessus, on rencontre des alternances de calcaires gréseux et d'argiles vertes plus ou moins bigarrées, traduisant des conditions encore très littorales. La transgression ne sera nette qu'à partir du Charmouthien, représenté par des calcaires marneux. Dès lors, le bassin de Brive est comblé, il perd son autonomie paléogéographique et son histoire se confond avec celle du bassin d'Aquitaine.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

1° La comparaison de la répartition des éléments détritiques contenus dans l'ensemble des formations décrites montre des variations de puissance et de composition dans les différentes aires de sédimentation envisagées. Elle met en lumière :

a) La permanence des grands traits structuraux et le rôle essentiel joué par les direction EW à ENE-WSW et N-S (canevas tectonique antéhercynien, probablement calédonien) depuis le Stéphaniens jusqu'à l'Infralias.

b) L'extension probable des sédiments suivant la ligne de subsidence la plus importante (axe du bassin), c'est-à-dire dans le prolongement occidental du fossé de Larche.

2° L'évolution morphostructurale du bassin paraît être en relation avec des mouvements épirogéniques de plus ou moins grande amplitude, montrant que des phases de compression ont alterné avec des phases de détente. Au cours des phases de détente (grès de Donzenac, grès de Lanteuil, grès inférieur de Brive), des affaissements lents (fossé de Larche), synchrones de la sédimentation se sont produits. Les phases de compression se manifestent essentiellement au sommet des grès de Noailhac et au sommet des grès inférieurs de Brive). Elles sont à l'origine du déblaiement de ces formations au N de la flexure Terrasson-Brive. GLANGEAUD déduit des faits qu'il a observés plus à l'Ouest que le Trias (grès inférieurs de Brive) est venu reposer, dans le bassin de Brive, sur les diverses tranches du Permien plissé. En fait, il semble que ces mouvements permien (phase palatine) correspondent plutôt à une tectonique cassante, en touche de piano. Si certains efforts de compression peuvent localement être à l'origine de la formation de véritables plis failles, ces derniers

sont surtout le fait de mouvements plus récents, probablement *pyrénaïens*. Ils sont en tout cas postérieurs à l'Infralias affecté par ces déformations.

3° On a vu que l'ensemble des sédiments du bassin de Brive s'ordonne, en première analyse, en quatre grandes séquences. La plus complète comprend elle-même quatre termes principaux, de bas en haut :

A : conglomérats, grès et sables plus ou moins grossiers (grès de Donzenac).

B : calcaires et dolomies (calcaires de Saint-Antoine).

C : couches à plantes (grès à Walchia).

D : grès et argiles rouges (grès de Lanteuil).

Cette séquence peut être interprétée facilement en faisant appel à l'hypothèse d'un contrôle bio-rhexistasique de la sédimentation. Son dépôt répondrait alors au schéma suivant :

a) A la suite des derniers mouvements hercyniens, le continent est soumis à une violente rhexistasie au cours de laquelle il est démantelé. Les produits de désaggrégation, résultant de l'action d'eaux agressives, progressent le long de pentes relativement fortes et se déposent (pour les éléments les plus grossiers) après un parcours généralement faible (de l'ordre de quelques kilomètres), en bordure du continent, en constituant un piémont étroit, composé de sédiment peu évolués, mal classés, peu argileux. C'est la période du dépôt des *grès de Donzenac*.

b) Après pénéplation du continent et comblement du bassin intervient une période de calme orogénique qui permet l'installation de la forêt sur le continent et l'édification d'un sol forestier (pédogé-

nèse forestière) conduisant au profil latéritique classique : forêt, cuirasse ferrugineuse, argiles kaoliniques, arènes. C'est au cours de cette période de contrôle biostatique que s'opère, après filtration et lessivage, la migration de certains ions, en particulier des ions Ca et Mg, dans des lacs installés sur la plaine inondable. Cette période correspond aux dépôts d'origine chimique matérialisés par les *calcaires de Saint-Antoine*.

c) A la suite de nouveaux mouvements différentiels entre le continent et le bassin, la glyptogénèse reprend sur le continent, amenant :

— La destruction de la forêt et son entraînement vers le bassin (dépôt des *Walchia*).

— Le démantèlement de la cuirasse ferrugineuse puis des argiles kaoliniques : c'est la période de dépôt des grès et argiles rouges (*grès de Lanteuil*). La coloration rouge uniforme résulte donc ici d'un héritage du continent. Elle n'implique par conséquent pas la nécessité d'un climat tropical à cette époque, mais seulement le fait que les sédiments sont arrivés en masse et en trop grande quantité pour être réduits.

d) Ce processus de démantèlement va brutalement s'accroître lors du dépôt du conglomérat de base du Trias (grès inférieurs de Brive). Une telle formation composée de gros éléments détritiques mal

classés implique l'existence d'une phase tectonique importante.

L'apport détritique restera dominant durant tout le Trias et les phases de précipitation chimique ne pourront se développer comme au cycle précédent.

Ces observations corroborent pleinement les résultats obtenus par G. PRICHONNET expliquant la genèse des séries permotriasiques de la bordure nord-ouest du Massif Central et on peut suivre cet auteur dans son interprétation climatique d'une séquence détritico à intercalation calcaire ou dolomitique. Rappelons que ce raisonnement, inspiré des travaux de G. MILLOT, permet d'aménager l'interprétation de la séquence « négative » de G. LOMBARD à la lumière des théories d'ERHART.

Ainsi, la période « permienne » est caractérisée par une certaine ordonnance des dépôts détritiques et carbonatés. Elle s'oppose nettement à la période « triasique » au cours de laquelle la sédimentation est fréquemment perturbée (séquence tronquée, incomplète). Quoi qu'il en soit, ces derniers corps détritiques, d'origine essentiellement fluvio-torrentielle, débordent largement les sillons antérieurs, empâtent les derniers reliefs hercyniens, matérialisant ainsi une surface relativement plane sur laquelle s'étalera la mer jurassique.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE



1. BERTHOIS, 1930. — Etude des minéraux lourds du Massif de Dinan. *Bull. Soc. Géol. et Minéral. de Bretagne*, t. I, nouv. série.
2. DUFAURE (Ph.), 1958. — Contribution à l'étude stratigraphique et micropaléontologique du Jurassique et du Néocomien de l'Aquitaine à la Provence. *Revue de micropal.*, vol. I, n° 2, p. 87-115.
3. DUPLAIX (S.), 1958. — Détermination microscopique des minéraux des sables. 2^e éd., Béranger, Paris.
4. ERHART (H.), 1956. — La genèse des sols en tant que phénomène géologique. *Masson*, Paris.
5. Feuilles géologiques au 1/80 000^e de Brive (n° 183) et de Tulle (n° 173) du Service de la carte géologique de France.
6. GERMANEAU (J.), 1967. — Contribution à l'étude dynamique des sables littoraux. *Travaux du C.R.E.O.*, t. VII, fasc. 2, p. 5-17, 20 fig.
7. GLANGEAUD (Ph.), 1895. — Le Lias et le Jurassique moyen en bordure à l'Ouest du Plateau Central. *B.S.G.F.* (1), XXIII, p. 10.
8. GLANGEAUD (Ph.), 1892. — Un plissement remarquable à l'Ouest du Massif Central de la France, la faille Mareuil-Meyssac. *C. R. Ac. Sc.*, t. CXXVI, p. 1737-1898.
9. LOMBARD (A.), 1956. — Géologie sédimentaire. Les séries marines. *Masson*, Paris.
10. MILLOT (G.), 1949. — Relation entre la constitution et la genèse des roches sédimentaires argileuses. *Thèse*, Nancy.
11. MOURET (G.), 1880. — Esquisse géologique des environs de Brive. *Bull. Soc. Scient. hist. et archéol. de Brive*, t. I. Imp. Marcel Roche, Brive.
12. MOURET (G.), 1887. — Note sur le Lias des environs de Brive. *Ibid.*
13. MOURET (G.), 1891. — Bassin houiller et permien de Brive, fasc. 1 : Stratigraphie. *Etude des gîtes minéraux de France*, Paris.
14. PRICHONNET (G.), 1967. — Etude sédimentologique et interprétation paléogéographique du Permo-Trias sur la bordure nord du Massif Central. *Thèse 3^e cycle*, Bordeaux.
15. ROGER (Ph.), 1960. — Sédimentologie stratigraphique et interprétation paléogéographique des séquences continentales post-permiennes du bassin de Brive. *Thèse 3^e cycle*, Bordeaux. 90 p., 7 pl., 11 fig., 7 tabl.
16. ROQUES (M.), 1941. — Les schistes cristallins de la partie sud-ouest du Massif Central français. *Mém. Carte géol. France*.
17. WALTERS (R.F.), 1952. — Etude stratigraphique du bassin de Brive. *Dipl. Et. Sup.* Bordeaux. 64 p., 6 tabl., 18 fig.

ACHEVÉ D'IMPRIMER
LE 31 OCTOBRE 1968
SUR LES PRESSES DE
L'IMPRIMERIE
GUY DUCROS
44, RUE DE MADRID
B O R D E A U X
(FRANCE)

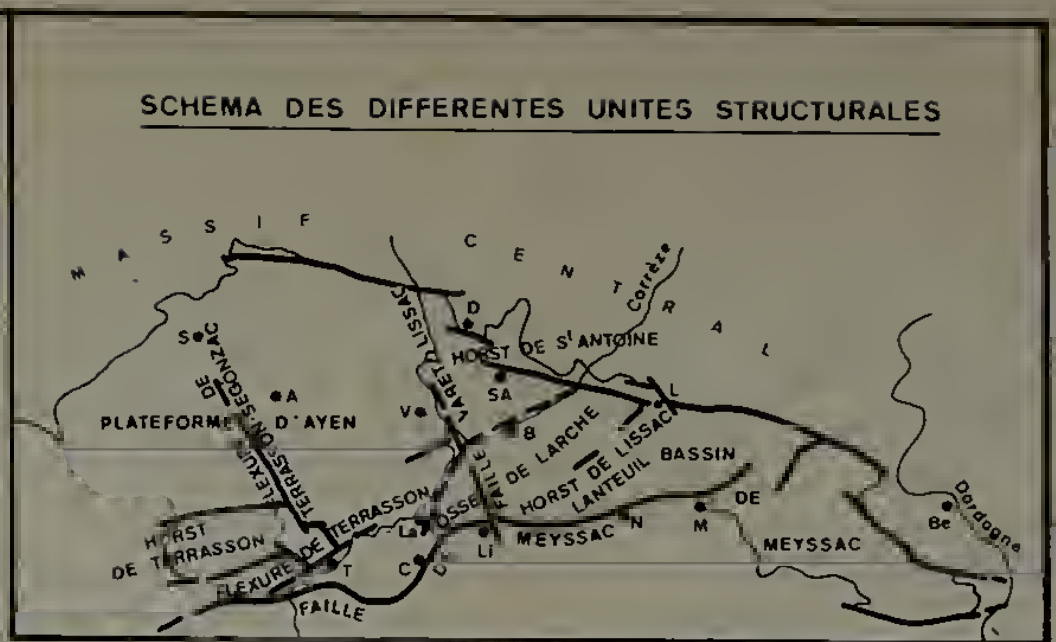


CARTE GEOLOGIQUE SCHEMATIQUE DU BASSIN DE BRIVE

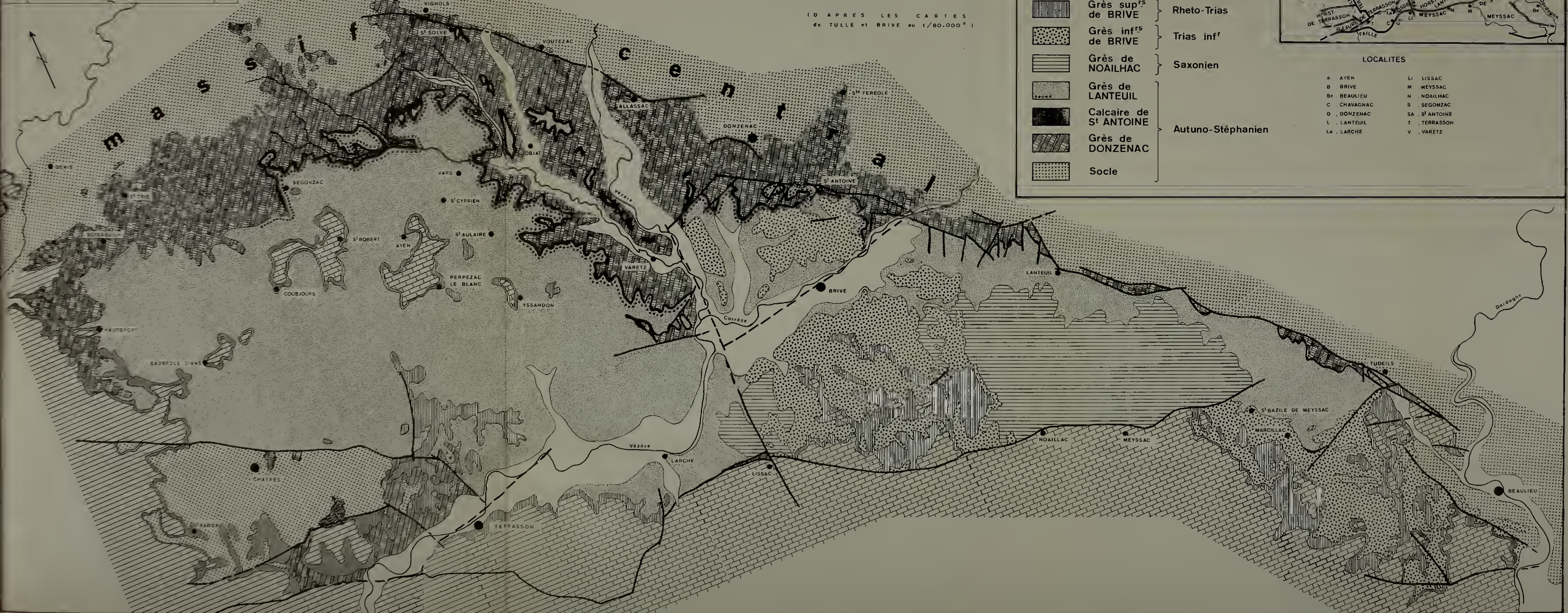
(Ph ROGER . 1968)
Echelle : 10 km
(D'APRES LES CARTES
de TULLE et BRIVE au 1/80.000^e)

Légende

	Alluvions	
	Sidérolithique	
	Calcaires et dolomies	Lias et Jurassique
	Grès sup ^{rs} de BRIVE	
	Grès inf ^{rs} de BRIVE	Rheto-Trias
	Grès de NOAILHAC	Trias inf ^r
	Grès de LANTEUIL	Saxonien
	Calcaire de St ANTOINE	
	Grès de DONZENAC	
	Socle	Autuno-Stéphanien



- #### LOCALITES
- | | |
|---------------|-----------------|
| A . AYEN | LI . LISSAC |
| B . BRIVE | M . MEYSSAC |
| Be . BEAULIEU | N . NOAILHAC |
| C . CHAVAGNAC | S . SEGONZAC |
| D . DONZENAC | SA . St ANTOINE |
| L . LANTEUIL | T . TERRASSON |
| La . LARCHE | V . VARETZ |



ACTES
DE LA
SOCIÉTÉ LINNÉENNE
DE BORDEAUX

FONDÉE LE 25 JUIN 1818
et reconnue comme établissement d'utilité publique
par Ordonnance Royale du 15 juin 1828

**STRATIGRAPHIE COMPARÉE
DES FORMATIONS ÉOCÈNES
DU REVERS SUD DES PYRÉNÉES
ET DE LA CORDILLÈRE PRÉLITTORALE CATALANE**
(Province de Gerone et Barcelone - Espagne)

F. KROMM
*Laboratoire de Géologie dynamique
Faculté des Sciences de Bordeaux.*

Hôtel des Sociétés Savantes

71, Rue du Loup

BORDEAUX

ACTES DE LA SOCIÉTÉ LINNÉENNE DE BORDEAUX

SÉANCE DU 3 FÉVRIER 1968

**Stratigraphie comparée des formations éocènes du revers sud
des Pyrénées et de la Cordillère pré littorale catalane****(Province de Gerone et Barcelone - Espagne)**

par F. KROMM

*Laboratoire de Géologie dynamique
Faculté des Sciences de Bordeaux.*

A l'extrémité orientale du bassin potassique tertiaire de Catalogne, la série éocène affleure très largement, couvrant la majeure partie des feuilles au 1/50 000^e de Ripoll, Olot, Manlleu, Bañolas, Vich. Des coupes complètes de l'Eocène sont observables au Nord du bassin, sur le revers sud des Pyrénées, et à l'Est sur la terminaison orientale et sud-orientale du bassin, le long de la Cordillère pré littorale catalane. Entre ces deux zones, seule la partie supérieure de la série est connue à l'affleurement dans la grande structure anticlinale de Bellmunt - San Quirico (voir pl. I).

Pour qui veut établir des schémas paléogéographiques de la Catalogne aux temps éocènes, le premier problème à résoudre est évidemment celui des corrélations entre les formations éocènes « pyrénéennes » et celles de la Cordillère Pré littorale

Catalane, si différentes par leur lithofaciès. leur puissance et leur contenu paléontologique ; dans ces très brutales variations est inscrite l'histoire de deux systèmes montagneux depuis la période préorogénique jusqu'à celle des déformations majeures ; on conçoit donc tout l'intérêt qu'il y aurait à résoudre ce problème de stratigraphie.

Quelques précurseurs (VIDAL, 1875-1900, CAREZ, 1881) ont tenté de voir ce problème dans son ensemble mais leurs travaux de reconnaissance n'ont pour objet que la description de coupes éparses. accompagnée de la détermination principalement de la macrofaune (Mollusques, Echinides) et des Nummulitidés.

Parmi les géologues qui, plus récemment, se sont intéressés à la géologie de la Catalogne, le

premier, ASHAUER (1931), a essayé d'établir une stratigraphie valable pour l'ensemble de ce secteur. On verra cependant que ses conclusions, fondées principalement sur des analogies de lithofaciès, ont amené cet auteur à quelques confusions.

La plupart des autres travaux stratigraphiques portent sur des régions peu étendues, soit du secteur pyrénéen, soit du secteur catalan : ce sont les publications de ALMERA (1905), REGUANT (1965) sur la plaine de Vich, ALMELA (1946) sur l'anticlinal de Bellmunt, DALLONI (1930), SOLE-SABARRIS (1957) sur la zone de Ripoll.

Enfin, HOTTINGER (1961) a précisé certains points de chronostratigraphie dans sa révision des Alvéolines de l'Eocène, et VIA BOADA (1962) a présenté une vue d'ensemble de l'Eocène de toute

la Catalogne, y compris les Pyrénées de Lérida et la région de Tarragone.

Abordant en 1961 l'étude de l'histoire géologique de la partie orientale de la Catalogne pendant l'Eocène, j'ai cherché en premier lieu à dresser un tableau stratigraphique cohérent des formations pyrénéennes et catalanes. Les corrélations que je propose sont basées sur le levé au 1/50 000^e de toute la région, sur l'examen des microfaciès et de la microfaune dans de très nombreuses coupes de terrains ainsi que dans trois forages profonds. Elles sont exposées dans la présente note sous une forme très résumée. Seules les variations dans la direction N-S, c'est-à-dire entre Pyrénées et Chaîne Catalane sont décrites ici ; les nombreuses variations dans la direction E-W de la série pyrénéenne feront l'objet de publications ultérieures.

ÉVOLUTION DE LA SÉRIE ÉOCÈNE DES PYRÉNÉES A LA CHAÎNE CATALANE

1° Le substratum anté-éocène :

Il faut noter d'abord que la terminaison orientale du bassin potassique catalan s'est comportée comme une zone haute du Trias à la fin du Crétacé, tout comme le Massif de l'Ebre dont elle n'est que le diverticule oriental : alors qu'au Nord (zone pyrénéenne) ainsi qu'au Sud et au Sud-Est, les formations éocènes reposent sur le Permo-Trias ou le Trias, au centre du bassin, c'est le Paléozoïque et surtout le granite qui constituent le substratum de la série éocène : les forages de Perafita et de Juanetas ont atteint le granite immédiatement après avoir traversé les couches rouges de base de l'Eocène. En définitive, le début des temps éocènes coïncide avec le début de la subsidence du bassin potassique catalan et c'est sur une inversion de relief qu'a commencé à se déposer la puissante série éocène.

2° Le faciès « Garumnien » :

Les couches rouges à intercalations de calcaire à Characées qui constituent la base de la série, sont généralement désignées sous le nom de « Garumnien ». Elles représentent le Dano-Montien et une partie du Paléocène dans la zone pyrénéenne. En effet, peu à l'Ouest de la zone étudiée (région de la Pobla de Lillet-Berga) ces faciès continentaux reposent sur un Maestrichtien bien daté qui se biseaute vers l'Est. Ils sont surmontés par des formations marines attribuables à « l'Ilerdien », c'est-à-dire au sommet du Paléocène comme on le verra plus loin.

Les faciès garumniens se biseautent vers le Sud et vers la chaîne catalane : leur puissance, de 200 à 300 m le long des Pyrénées, n'est plus que d'une dizaine de mètres au droit de l'anticlinal de Bellmunt (d'après les forages de Perafita et Juanetas). Enfin, le long de la chaîne catalane, cette sédimentation continentale est absente ou réduite à quelques mètres : ainsi à El Far, une dizaine de mètres d'argiles rouges séparent le calcaire marin « Ilerdien » des schistes paléozoïques.

En résumé, au début de l'Eocène, seul l'emplacement de la marge méridionale actuelle des Pyrénées est subsident.

3° La transgression « Ilerdienne » :

Faisant suite aux dépôts lacustres ou lagunaires du « Garumnien », ou bien directement transgressifs sur le Trias, le Paléozoïque ou le granite, les dépôts marins « Ilerdiens » représentent la première transgression éocène. L'étude des affleurements sur les feuilles de Ripoll, Olot, Bañolas, ainsi que des coupes de forages permet de suivre l'évolution des faciès de la zone pyrénéenne à la chaîne catalane.

Le long des Pyrénées se sont déposées plusieurs centaines de mètres de marnes schisteuses, le plus souvent laminées, et de calcaires à silex contenant quelques *Globorotalia* (dont *Gl. pseudomenardii* BOLLI). Ces faciès à tendance pélagique passent, vers le Sud et le Sud-Est, à des vasières à Alvéolines, par l'intermédiaire de calcarénites à débris de faune

benthique, visibles dans la région comprise entre la vallée du Ter et la riera de Oix. Les calcaires micritiques à Alvéolines contiennent une faune très abondante (*Alveolina lepidula* SCHWAGER, *A. decipiens* SCHWAGER, *A. ilerdensis* HOTTINGER, *A. rotundata* HOTTINGER, *A. globosa* HOTTINGER, *Nummulites globulus* LEYMERIE, *N. exilis* DOUVILLÉ, etc.) dont l'étude a permis à L. HOTTINGER de montrer l'âge antécuisien de beaucoup de calcaires à Alvéolines dans les bassins méditerranéens.

Approximativement au droit des anticlinaux de Mieras et de Bellmunt, les faciès de vasières représentés par les calcaires à Alvéolines passent latéralement à des calcaires dolomitiques ou à des calcaires à petits Foraminifères (Buliminidés, Miliolidés) traversés par les forages de San Miguel de Campmajor, Juanetas et Perafita.

Enfin, le long de la chaîne catalane, il y a biseau de ces formations marines, la transgression ilerdienne n'ayant probablement pas submergé entièrement la chaîne catalane ; et, comme au début du Paléocène (« Garumnien ») la subsidence à « l'Ilerdien » est localisée sur l'emplacement de la zone pyrénéenne.

4° Le Cuisien et les couches de passage au Lutétien :

Entre les dépôts franchement marins, transgressif et bien datés de l'« Ilerdien » et du « Lutétien », des formations continentales, lagunaires ou épinéritiques sont attribuables au Cuisien et au Lutétien inférieur.

Sur le revers sud des Pyrénées catalanes, le Cuisien et la base du Lutétien sont constitués par des barres de calcaire bitumineux à Ostracodes, ou à Buliminidés et Miliolidés alternant avec des calcaires gréseux et des grès à stratifications obliques et « ripples marks » symétriques, ainsi qu'avec des argiles rouges. La puissance de l'ensemble est d'environ 300 m. Très localement se rencontrent des accumulations d'Algues et de petits bioherms à Alvéolines (*A. frumentiformis* SCHWAGER, *A. schwageri* CHECHIA-RUSPOLI, etc.). Cette faune ne permet pas ici de séparer Cuisien et base du Lutétien.

Vers le centre du bassin, c'est-à-dire au droit de l'anticlinal de Bellmunt, les apports terrigènes sont limités à quelques mètres d'argiles rouges à la base de la formation et à des intercalations de calcaire gréseux. Dans cette zone les vasières à Alvéolines alternent avec des calcaires oolithiques et des évaporites (gypse).

Puis, en direction de la chaîne catalane, les matériaux détritiques réapparaissent pour devenir de plus en plus grossiers au fur et à mesure que l'on se rapproche du massif catalan du Montseny. Ainsi tous les niveaux à évaporites et à Alvéolines de la moitié inférieure de la formation passent latéralement à des argiles rouges et à des grès (couches rouges de Vilanova de Sau) dont l'épaisseur atteint 400 m en certains points le long de la cordillère pré-littorale catalane. Ces couches rouges de Vilanova de Sau sont surmontées par une barre calcaire (le « calcaire à Nummulites ») qui est l'équivalent des calcaires à Miliolites de la zone pyrénéenne. Le calcaire à Nummulites affleure largement le long de la cordillère pré-littorale catalane, depuis Gerone jusque vers Vilanova de Sau. Il comporte encore un niveau à oolithes et un niveau à Alvéolines, signalé par GICH, ROSELL, REGUANT et CLAVELL dans la coupe d'El Far (1967) mais que l'on retrouve en fait dans toutes les coupes sur le bord N de la chaîne catalane (San Martin de Llimiana, Biert, Canet de Adri) (KROMM, 1966). Le reste de la formation du calcaire à Nummulites est constitué par des calcaires très gréseux riches en Nummulites (*N. crusafonti*, CLAVELL et REGUANT, *N. tavertensis*, CLAVELL et REGUANT) et en lumachelles d'Huîtres.

Enfin, en bordure du massif catalan du Montseny, la sédimentation terrigène envahit toute la formation. Le calcaire à Nummulites passe brutalement à des brèches (Brèche de Taradell) à ciment argileux et ferrugineux et éléments d'origine orientale (dolomies triasiques) anguleux, non classés, dont la taille peut dépasser le mètre.

Dans la région de Seva-Taradell-Centellas, l'ensemble des dépôts cuisien et lutétien inférieur, est soumis à de très brutales variations d'épaisseur : 600 m à Taradell, 10 à 30 m entre Seva et Centellas, lacune complète à Centellas, puis épaisseur croissant de nouveau en direction du Sud-Ouest le long

de la Cordillère pré littorale catalane. Ces changements d'épaisseur se produisent à proximité de grandes failles du socle, orientées NW-SE qui ont rejoué au cours de la sédimentation cuisienne et lutétienne inférieure.

En résumé, au Cuisien et au début du Lutétien, une première phase de type épirogénique est sensible tant sur le domaine de la chaîne pyrénéenne que de la chaîne catalane. Elle se traduit par un déplacement de la subsidence vers le Sud, une décharge de matériaux détritiques, fins sur le domaine pyrénéen, très grossiers le long de la chaîne catalane, et par des émergences plus ou moins longues le long de ces deux chaînes. La mer ne subsiste que dans un étroit sillon entre Pyrénées et chaîne catalane, les faciès restant toujours côtiers et alternant même avec des évaporites.

5° Le Lutétien moyen :

Des marnes bleues surmontent les niveaux continentaux ou épinéritiques du Cuisien et contrastent avec ceux-ci par la monotonie de leur faciès.

Dans la zone pyrénéenne cette série marneuse (Marnes de Campdevanol) dépasse le millier de mètres d'épaisseur et est constituée d'alternances de marnes bleues et de calcaires rognonneux en bancs décimétriques, à microfaune pélagique recristallisée.

Ce faciès passe vers le Sud à une formation connue sous le nom de Marnes de Bañolas. Il s'agit de marnes bleues en général dépourvues de stratification, à microfaune très pauvre en général pyritisée et où se rencontrent fréquemment des bancs de gypse et des croûtes ferrugineuses.

Ce changement de faciès est accompagné d'une décroissance régulière et rapide des épaisseurs en direction du Sud. La puissance de cette formation n'est plus que de 200 m au droit de l'anticlinal de Bellmunt ; elle n'excède pas 80 m sur le bord nord du massif catalan. Enfin, dans la plaine de Vich, au Sud de la route Vich-Vilanova de Sau, il y a disparition définitive des marnes de Bañolas.

Les marnes de Bañolas et de Campdevanol sont attribuées ici en totalité au Lutétien (Lutétien inférieur et moyen). En effet :

— Elles reposent sur des couches contenant des faunes du Lutétien tout à fait inférieur et du Cuisien ;

— Elles passent latéralement vers l'Est à des formations calcaires à faune typiquement lutétienne (*A. spira* de ROISSY, *N. cf. lehneri* SCHAUB, *N. distans* DESHAYES, *A. frumentiformis* SCHWAGER, *A. levantina*, etc.) ;

— Elles sont surmontées par des niveaux à *A. fusiformis* SOWERBY associés à des formes benthiques du Lutétien supérieur et de l'Eocène supérieur (*Fabiania Cassis* SILVESTRI, *Assanoïna sp.*, etc.).

Ainsi l'étude paléontologique des marnes de Bañolas et de leurs équivalents latéraux, appuyée par le levé de tous les affleurements permet de conclure à l'âge lutétien inférieur et moyen de cette formation.

Les marnes de Bañolas ont pourtant été récemment attribuées (1967) au Biarritzien par GICH, ROSELL, REGUANT et CLAVELL. Cette attribution est basée sur l'étude des Nummulites et des Alvéolines d'une coupe de la bordure de la Cordillère pré littorale catalane, la coupe d'El Far. Or, dans ce secteur il y a déjà lacune presque complète de ces niveaux du Lutétien moyen. Les auteurs cités plus haut incluent dans les marnes de Bañolas des niveaux à *Alveolina fusiformis* SOWERBY, qui en fait, appartiennent à la formation sus-jacente des « Macinos inférieurs ». C'est ce que montre le levé des zones pyrénéennes et prépyrénéennes, où le Lutétien inférieur et moyen est complet et surmonté par des couches de « Macinos » à *A. fusiformis* SOWERBY (anticlinal de Bellmunt, coupe du Rio Gès, région de Ripoll, du Collado de Coubet, etc.).

En définitive, la coupe d'El Far ne peut servir de référence pour l'étude de l'Eocène catalan, la lacune du Lutétien moyen étant presque complète.

Mise à part la question de chronostratigraphie qui vient d'être discutée, l'examen de l'évolution des faciès du Lutétien moyen des Pyrénées et de la Cordillère pré littorale catalane amène aux conclusions suivantes :

— La transgression du Lutétien moyen a été limitée à un sillon du secteur sous-pyrénéen et n'a jamais submergé l'actuelle Cordillère pré littorale catalane, au Sud de Vich ;

— Durant cette période la subsidence s'est de nouveau déplacée vers le Nord : elle est considérable sur la chaîne pyrénéenne et nulle sur le massif catalan ;

— Les faciès franchement marins, voire pélagiques, se rencontrent seulement en bordure des Pyrénées. Au Sud et au Sud-Est, les faciès dits des marnes de Bañolas semblent plutôt représenter une sédimentation de fond de golfe en milieu confiné.

6° Le Lutétien supérieur :

Les marnes de Campdevanol ou de Bañolas sont toujours surmontées par des assises gréseuses qui contiennent *Alveolina fusiformis* SOWERBY, *Nummulites perforatus* MONTFORT, *Fabiuna cassis* SILVESTRI, *Asanoïna* sp., des gypsinidés et des Orbitolidés. Une telle faune est considérée comme « Biarritzienne » par L. HOTTINGER et les paléontologistes espagnols. Toutefois, il paraît plus logique d'attribuer ces assises au Lutétien supérieur, comme l'a fait J.-Ph. MANGIN en Navarre : en effet le changement de faune le plus important n'est pas l'apparition d'une espèce d'Alvéoline et de certains groupes de Nummulites, pris en considération par HOTTINGER et SCHAUB pour séparer Lutétien et « Biarritzien », mais bien la disparition totale des Assilines, des Alvéolines, l'apparition de formes comme *Chapmanina gassinensis*, etc. Ces caractères paléontologiques sont ceux de l'Eocène supérieur. En faisant coïncider la limite Lutétienne-Base de l'Eocène supérieur (« Niveau de transition » de MANGIN ou « Biarritzien » de HOTTINGER et SCHAUB) avec cette coupure paléontologique, on obtient une échelle stratigraphique valable pour l'ensemble de l'Eocène sud-pyrénéen et dont les limites d'étage sont aisément repérables sur le terrain.

Les variations de puissance et de lithologie des niveaux gréseux à *A. fusiformis* que je considère comme Lutétien supérieur sont nombreux et ont déjà fait l'objet d'une note⁽¹⁾. Je vais les résumer ici très brièvement :

Le long des Pyrénées, les bancs gréseux en alternance métrique ou décimétrique avec des marnes à « laminites » sont souvent granoclassés et présentent à leur base des figures de courant montrant

l'origine en grande partie orientale du matériel détritique. Ce faciès de type flysch (flysch de Vallfagona) passe au Sud à des mollases marines à ripple marks symétriques dépourvues de granoclassement vertical, les « Maciños inférieurs », ou à des marnocalcaires à *Alveolina fusiformis* SOWERBY.

Comme au Lutétien moyen ces passages latéraux sont accompagnés d'une nette diminution d'épaisseur vers le Sud : de 300 à 400 m en bordure des Pyrénées la puissance de cette formation passe à une trentaine de mètres sur le bord nord de la chaîne catalane (région d'El Far) et est de quelques mètres seulement à l'Est de Vich, pour devenir nulle au Sud de Vich. Puis ces niveaux réapparaissent le long de la Cordillère pré littorale dans la région de Manresa et peuvent être suivis jusqu'à Vallespinosa dans la province de Tarragone.

De la description qui vient d'être faite il résulte que les niveaux à *A. fusiformis* correspondent à la seule période de l'Eocène où la mer a recouvert à la fois le domaine pyrénéen et le pourtour de la Cordillère pré littorale catalane jusqu'à la province de Tarragone. Il faut noter cependant que la subsidence est encore maximale dans le domaine pré-pyrénéen, comme au Lutétien moyen.

7° L'Eocène supérieur :

Les importants changements paléogéographiques ébauchés au Lutétien supérieur vont se poursuivre durant l'Eocène supérieur. Au Nord de l'Anticlinal de Bellmunt et dans la région de Ripoll (zone pyrénéenne) les niveaux à *A. fusiformis* sont surmontés par des couches rouges : argiles, grès et conglomérats. Cette formation deltaïque attribuée à l'Oligocène par ASHAUER (1931) a ensuite été rapportée dans son ensemble au Lutétien supérieur par SOLE-SABARRIS (1957) et ALMELA (1946). Ces auteurs en faisaient l'équivalent d'une intercalation rouge visible au cœur de l'anticlinal de Bellmunt (« Tramo rojo intermedio ») située entre les « Macinos inférieurs » déjà décrits et des « Macinos supérieurs ». En fait, le levé de la Sierra de Milony, au Nord de

(1) F. KROMM (1967). — Le Flysch de Vallfagona et son contexte paléogéographique. *Actes Soc. Linn. de Bordeaux*, t. CIV, série B, n° 3, 17 p., 4 pl. h.t., 7 pl. photos.

l'anticlinal de Bellmunt et de la région de Llendrich, a montré que les assises rouges du Ripolles étaient l'équivalent latéral du « Tramo rojo intermedio » mais aussi des « Macinos supérieurs » et des marnes gréseuses à faune marine qui les surmontent. Les couches rouges de Ripoll représentent donc finalement tout l'Eocène supérieur.

Plus au Sud, dans l'anticlinal de Bellmont, la série devient en grande partie marine : si la base de cette dernière reste continentale et constitue le « tramo rojo intermedio » le reste est constitué par les « Macinos supérieurs », formations très littorales à débris coquilliers, et par les marnes gréseuses de San Quirico à *N. contortus* DESHAYES, *N. cf. discorbinus*, *Discocyclina pratti* MICHELIN, *A. radians* d'ARCHIA, *Chapmanina gassinensis*, *Linderina ovata* HALKYARD, etc. associées à des formes qui avaient déjà apparu dans les assises sous-jacentes (Gypsiniidés, *Fabiania cassis* SILVESTRI, etc.). C'est la faune du « niveau de transition de J.-Ph. MANGIN, c'est-à-dire la base de l'Eocène supérieur. Entre zone pyrénéenne et anticlinal de Bellmunt, la puissance de ces formations (« tramo rojo intermedio » inclus) est d'environ 1500 m.

Au Sud de l'anticlinal de Bellmunt les termes inférieurs de la série éocène supérieure disparaissent progressivement : le « tramo rojo » s'amincit rapidement vers le Sud et n'existe déjà plus à la hauteur de El Far. La diminution de puissance des Maciños supérieurs est beaucoup plus progressive : ils forment une falaise dont on peut suivre l'amincissement depuis le flanc sud de l'anticlinal de Bellmunt (région de Juanitas) jusqu'à la région de Folgarolas dans la plaine de Vich où elle disparaît complètement.

Quant aux marnes gréseuses de San Quirico, elles perdent rapidement au sud de l'anticlinal de Bellmunt, leur fraction sableuse : l'Eocène supérieur est alors constitué dans la plaine de Vich par des marnes bleues non stratifiées, localement, très riches en Bryozoaires et Discocyclines. Ce sont les « marnes de Vich » dont l'analogie de faciès avec les « marnes de Bañolas » est à ce point frappante que ASHAUER avait confondu les deux formations. Comme dans le cas des marnes de Bañolas, il ne faut d'ailleurs pas voir dans ces marnes bleues un faciès pélagique : la

microfaune pélagique en est absente, les petits Foraminifères, presque toujours pyritisés, sont surtout des Nonionidés, des Elphidiidés et des Textularidés.

Enfin, à l'extrême sud de la plaine de Vich, l'Eocène supérieur représenté uniquement par les marnes de Vich, est transgressif directement sur le Trias ou sur des couches rouges du Cuisien-Lutétien inférieur très réduit. Les apports gréseux dans les marnes redeviennent importants et le faciès de l'Eocène supérieur rappelle celui qui a été décrit au Nord de l'Anticlinal de Bellmunt. Dans la plaine de Vich et au Sud de celle-ci l'épaisseur de la série marneuse de l'Eocène supérieur est de 600 m environ.

En résumé, après avoir été localisé à la zone pyrénéenne et au Nord du massif catalan pendant l'Eocène inférieur et moyen, le domaine marin a envahi le pourtour de la Cordillère pré-littorale catalane au Lutétien supérieur pour être finalement cantonné à cette zone-là pendant l'Eocène supérieur. Au Nord de l'Anticlinal de Bellmunt (Sierra de Milany) la sédimentation deltaïque s'est installée pendant tout l'Eocène supérieur. De même que le domaine marin, la subsidence se déplace vers le Sud à l'Eocène supérieur, pour devenir maximale à l'emplacement de l'anticlinal de Bellmunt.

8° Les niveaux de passage à la série rouge de la cuenca potassique digocène de Catalogne :

Au Nord et à l'Est de la plaine de Vich, des déformations récifales se sont développées au-dessus des marnes de Vich et de San Quirico ; elles alternent avec des dépôts de plage (grès en plaquettes à ripple-marks) et des calcarénites dont la microfaune (*Orbitolites* sp., *Rhapydionina* sp., *Chapmanina gassinensis*, *Linderina ovata* HALKYARD, etc.) prouve l'âge éocène supérieur. Ces formations récifales et périrécifales sont cantonnées dans le centre du bassin (région de l'anticlinal de Bellmunt). Vers le Sud elles passent latéralement à des argiles rouges et des évaporites (gypse de Tona).

RÉSUMÉ ET CONCLUSIONS

Le schéma de corrélation proposé (pl. 2) et la description des faciès éocènes qui vient d'être faite, peuvent être résumés ainsi :

— Au Montien-Paléocène inférieur, la subsidence, nulle pendant tout le Secondaire dans la partie orientale de la Catalogne, devient importante sur l'emplacement actuel de la zone axiale pyrénéenne. Elle est encore réduite ou nulle sur le domaine de la chaîne catalane.

— A « l'Ilerdien » (Paléocène supérieur) la mer recouvre le domaine pyrénéen et une partie de la chaîne catalane. Les faciès argileux à tendance pélagique coïncident avec la zone de subsidence maximale dans le secteur pyrénéen. Les faciès de vasières à Alvéolines ceignent la Cordillère pré-littorale catalane alors que dans les fonds de golfes se déposent surtout des dolomies ; les apports détritiques sont nuls.

— Le Cuisien et le Lutétien inférieur correspondent à une émergence presque généralisée et aux premiers mouvements des Pyrénées et de la Chaîne catalane.

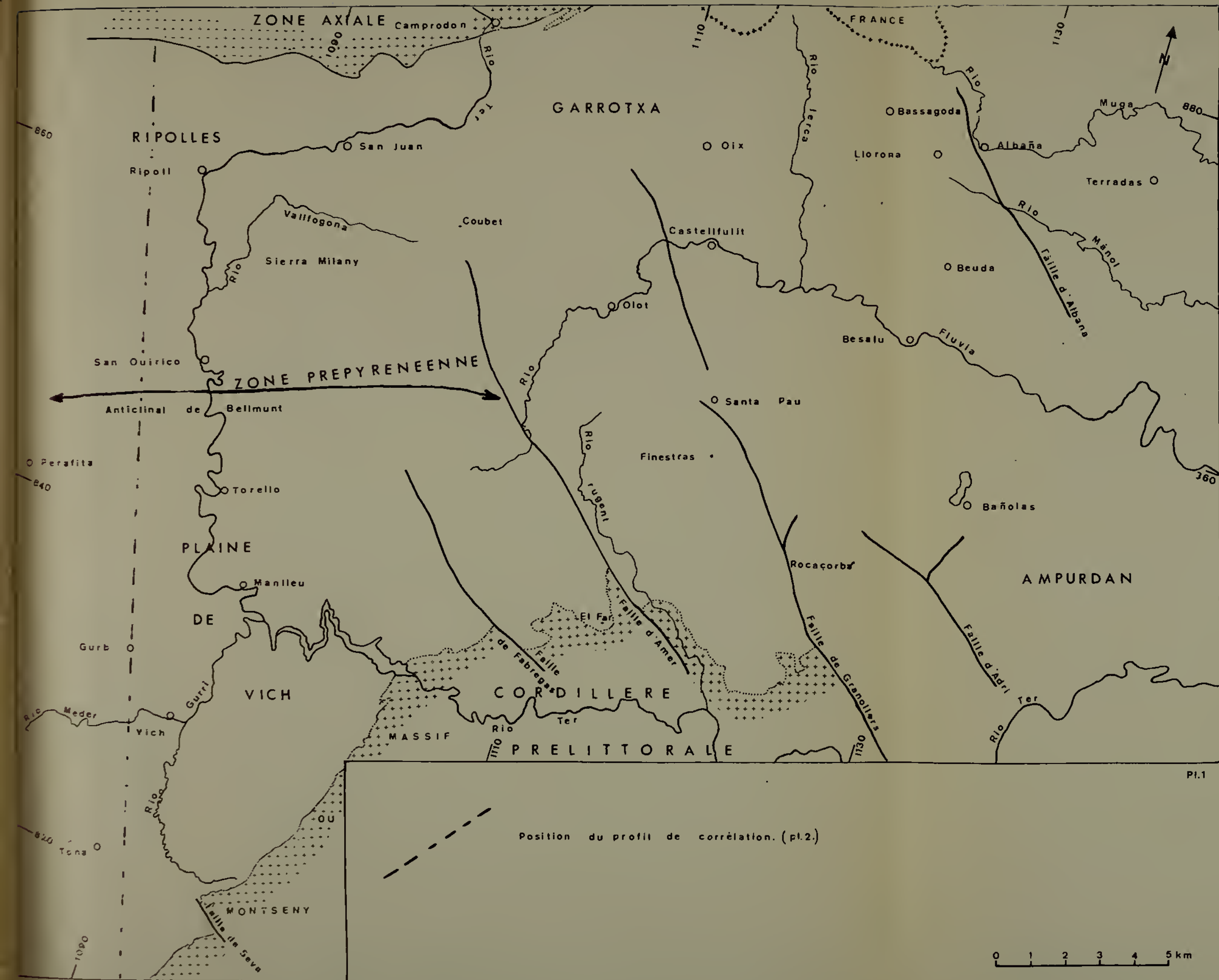
La subsidence se déplace vers la chaîne catalane ou le jeu de failles NW-SE amène la surélévation de certains blocs et le dépôt de matériaux détritiques

fins puis très grossiers. Le long des Pyrénées subsistent des faciès côtiers alternant avec des dépôts lagunaires ou évaporitiques — les formations les plus franchement marines se rencontrent au Nord de la Chaîne catalane et ont toujours un caractère néritique (bancs oolithiques, lumachelles d'Huîtres et de Nummulites).

— Au Lutétien moyen, subsidence et domaine pélagique sont localisés dans l'actuelle chaîne pyrénéenne, comme à l'Ilerdien mais la mer ne dépasse pas vers le Sud, le parallèle de Vich.

— Le Lutétien supérieur correspond au début de la régression sur le domaine pyrénéen et au début d'une transgression sur le domaine catalan.

— Enfin à l'Eocène supérieur l'émergence est définitive sur les régions pyrénéennes et prépyrénéennes jusqu'à la région de Bellmont. Le domaine marin se déplace vers le Sud ainsi que la zone de subsidence maximale. C'est seulement dans cette zone très fortement déprimée qui coïncide avec l'emplacement de l'anticlinal de Bellmont que se déposent d'abord la série gréseuse des maciños, puis la série marine des marnes de Vich transgressive sur tous les terrains de la Cordillère pré-littorale catalane.



N

RIPOLLES

ANTICLINAL DE BELLMUNT

"LLAND" DE VICH

CENTELLAS

S

SERIE CONTINENTALE DE LA CUENCA POTASSIQUE

Eocene Supérieur

Eocene Supérieur

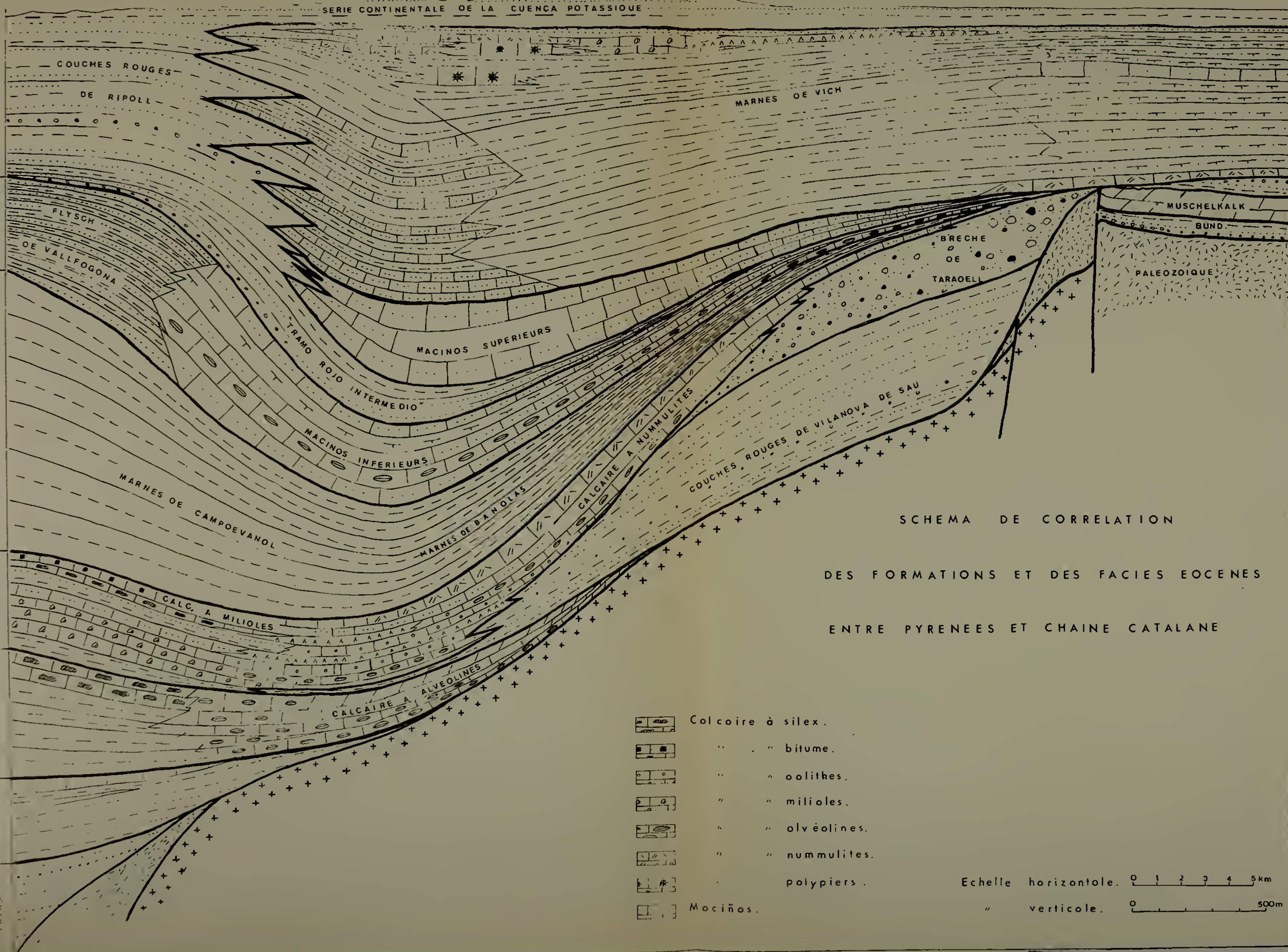
Eocene Moyen

Eocene Inférieur

Eocene Inférieur

Eocene Inférieur

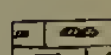
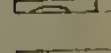
Trias



SCHEMA DE CORRELATION

DES FORMATIONS ET DES FACIES EOCENES

ENTRE PYRENEES ET CHAINE CATALANE

-  Colcoire à silex.
-  " " bitume.
-  " " oolithes.
-  " " milioles.
-  " " olvéolines.
-  " " nummulites.
-  " " polypiers.
-  Mociños.

Echelle horizontale. 0 1 2 3 4 5 km

" verticale. 0 500m

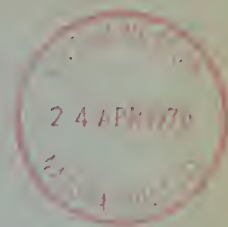
BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

- ALMELA (A.), 1946. — Explicacion de la hoja nº 214 : Manlleu, a escala 1/50 000°. *Inst. Geol. y Min. España*.
- ALMELA (J.), 1905. — Descripcion geologica de la comarca titulada « Plana de Vich ». *Mem. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. III, nº 6, p. 423-467.
- ASHAUSER (H.), 1931. — « La terminacion oriental de los Pirineos. » *Cons. Sup. Inv. Cient* ; publicaciones alemanas sobre geologia de España, p. 203-232.
- HOTTINGER (L.), 1961. — Recherches sur les Alvéolines du Paléocène et de l'Eocène. *Mem. Soc. suisse de Paléontologie*, vol. LXXV-LXXVI.
- GICH (A.), ROSELL (J.), REGUANT (S.) et CLAVELL (E.), 1967. — Estratigrafia del Paleogeno en la zona de transito entre la Cordillera prelittoral catalana y el Prepirineo. *Acta Geologica hispanica*, II, nº 1, p. 13-18.
- KROMM (F.), 1966. — La sédimentation éocène entre la zone prépyrénéenne et la Cordillère pré littorale catalane. *Actes Soc. Linn. de Bordeaux*, t. CIII, S. B., nº 1, 2 p., 6 pl. h.-t.
- KROMM (F.), 1966. — L'âge et les conditions de sédimentation des couches rouges de l'Eocène terminal entre l'Ampurdan et le Rio Ter. *Actes Soc. Linn. de Bordeaux*, t. CIII, S. B., nº 9, 18 p., 2 tabl., 13 pl. h.-t.
- KROMM (F.), 1967. — Le flysch de Vallfagona et son contexte paléogéographique. *Actes Soc. Linn. de Bordeaux*, t. CIV, S. B., nº 3, 17 p., 4 pl. h.-t., 7 pl. photos.
- REGUANT (S.), 1963. — Nuevos datos sobre la cronoestratigrafia del Llano de Vich (Barcelona). *Estudios geologicos*, vol. XIX, p. 212-213.
- SOLE-SABARRIS, 1958. — 3º Congreso internacional de estudios pirenaicos. Excursion à Olot, Nuria y Paiguerda.
- VIA BOADA (L.), 1962. — El Eoceno marino surpirenaico. *Act. IV, Congrès Etudes pyrénéennes*, t. I, sect. 1, p. 121-128, 4 fig.



ACHEVÉ D'IMPRIMER
LE 20 AOUT 1968
SUR LES PRESSES DE
L'IMPRIMERIE
GUY DUCROS
44, RUE DE MADRID
B O R D E A U X
(FRANCE)

ACTES
DE LA
SOCIÉTÉ LINNÉENNE
DE BORDEAUX



FONDÉE LE 25 JUIN 1818
et reconnue comme établissement d'utilité publique
par Ordonnance Royale du 15 juin 1828

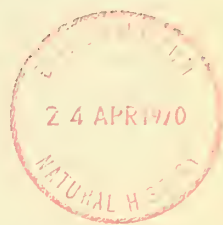
MANIFESTATION D'UN PHÉNOMÈNE DE SEICHE
SUR LA COTE LANGUEDOCIENNE
DE LA MÉDITERRANÉE

M. GOTTIS
*Laboratoire de Géologie dynamique
Faculté des Sciences de Bordeaux.*

Hôtel des Sociétés Savantes
71, Rue du Loup
BORDEAUX

ACTES DE LA SOCIÉTÉ LINNÉENNE DE BORDEAUX

SEANCE DU 3 FÉVRIER 1968



Manifestation d'un phénomène de seiche sur la côte languedocienne de la Méditerranée

par M. GOTTIS

*Laboratoire de Géologie dynamique
Faculté des Sciences de Bordeaux.*

Depuis le cap d'Agde, un ancien ouvrage militaire connu sous le nom de « jetée de Richelieu » s'avance en mer en direction de l'îlot basaltique de Fort Brescou.

Cette sorte de vaste épi a conditionné à son abri, vers l'Ouest, le développement d'une large plage de sable dont la partie submergée présente jusqu'à hauteur de l'extrémité de la jetée une très faible déclivité vers le large.

Le délabrement de l'ouvrage d'art par les vagues de tempête a provoqué sa rupture en un point et le développement sur son bord ouest au sein de la plage d'une sorte de bassin profond de 80 cm, large de 50 à 100 m et relié à la mer par un chenal longeant la jetée.

Ce petit plan d'eau calme sert d'abri aux embarcations légères des vacanciers.

Au cours d'un après-midi de la première quinzaine de septembre, par temps couvert, mais avec une mer relativement calme, il m'a été donné d'observer un curieux phénomène d'oscillation au niveau du rivage, que la présence du plan d'eau

abrité rendait facilement mesurable : période 15 min, amplitude 1 m.

Tous les quarts d'heure environ, ce bassin se vidait presque totalement, puis se remplissait jusqu'au niveau le plus haut atteint par les marées, soit environ + 25 cm. Il se déversait même vers l'Est pendant 3 à 4 minutes à travers la zone délabrée de la jetée.

Pendant la ou les deux minutes correspondant à l'amplitude maximale de l'oscillation négative, les barques reposaient à sec sur le sable, puis se dessinaient au bout de la jetée, à 250 m de l'extrémité distale du bassin, une sorte de mascaret qui roulait à travers le chenal et venait expirer dans le bassin en remettant à flot quelque peu brutalement les embarcations qui tournoyaient autour de leurs amarres. Une dizaine de petites pulsations rapides achevaient de remplir le plan d'eau.

Il est vraisemblable que ce mouvement devait avoir été engendré par une turbulence atmosphérique développée au large du Roussillon. Une onde de grande amplitude abordait le rivage, se propa-

geant comme le vent depuis cette zone, vers le Nord-Est, sur des fonds de quelques mètres à peine (— de 5 m); elle interférait au bord nord du détroit, entre Brescou et la côte, avec le train d'ondes affectant un plan d'eau moins élevé, développé à l'Est de la jetée sur des fonds de valeur nettement plus grande (5 à 15 m).

Ce phénomène a été observé pendant une durée de deux heures. Il présente d'étroites analogies avec ceux décrits par FOREL à propos du lac Léman en

1892, ou par STAHLBERGER en 1894 sur les bords de la mer Adriatique, et maintes fois mentionnés depuis à l'occasion de publications sur les lacs et les baies (HONDA et coll.). C'est ainsi que de nombreuses seiches ont été notées dans le domaine de la Méditerranée centrale et orientale, le long des côtes italiennes, sur les rivages occidentaux de la Sicile, le long du détroit de Sicile, dans les baies et chenaux de l'Adriatique et de la mer Egée, mais cette note correspond, semble-t-il, à la première observation de ce type relative au golfe du Lion.

BIBLIOGRAPHIE

- ENDRÖS (A.), 1906. — Die seiches des Waginger Tachingersees. *Petermanns Mitt.* 52, p. 94-95.
- FOREL, 1876. — La formule des seiches. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 83, p. 712-714.
- FOREL, 1895. — Le Léman, monographie limnologique, t. II : mécanique, chimie, thermique, optique, acoustique. Lausanne, F. Rouge, 651 p.
- HAYFORD (J.F.), 1922. — Effects of winds and of barometric pressures on the Great lakes. *Carnegie Inst. Washingt.*, publ. n° 317, 133 p.
- HONDA, ISITANI, TERADA et IOSHIDA, 1908. — Secondary undulations of oceanic tides. *J. Coll. Sv. Impr. Univ. Tokyo*.
- HUTCHINSON (G.E.), 1957. — A treatise on limnology, vol. I, p. 299-346. John Wiley & Sons, New York.
- JEFFREYS (1919). — The periods of seiches in long lakes. *Observatory*, 42° - 123.
- KNIPOWITSCH (N.), 1922. — Hydrobiologische Untersuchungen in Kaspischen Meere in den Jahren, 1914-1915. *Inst. Rev. Hydrobiol.*, 10, p. 394-440, 561, 602.
- ODDONE (E.), 1908. — Il problema delle odelazioni secondarie di mare. *Boll. Soc. Sism. Ital.*
- PLATANIA (G.), 1904). — Nuove ricerche sulle librations del mare. *Atti de V^e Congr. Geogr. Ital.*, Napoli, 1904, et *Ann. Reg. Inst. Naut.*, Catania, 1907.
- STAHLBERGER (E.), 1874. — Die Ebbe und Flut in der Reede von Fiume. Budapest.
- STERNECK (R.V.), 1914. — Über « Seiches » an der Küsten der Adria. *S.B. Akad. Wiss.*, Wien, 123.
- CHRYSTAL (G.), 1904. — Some results in mathematical theory of seiches. *Proc. Roy. Soc. Edinb.*, 25, p. 328-337.
- CHRYSTAL (G.), 1905. — a) Some further results in the mathematical theory of seiches. *Proc. Roy. Soc. Edinb.*, 25, p. 637-647. b) On the hydrodynamical theory of seiches. *Trans. Roy. Soc. of Edinb.*, 41, p. 599-649.
- CHRYSTAL (G.), 1908. — a) An investigation of the seiches of Loch Earn by the scottish lake survey. Part III : Observations to determine the periods and modes. Part IV : effect of meteorological conditions upon the denivellation of lakes. Part V : Mathematical appendix on the effect of pressures disturbances upon the seiches in a symmetrical parabolic lake. *Trans. Roy. Soc. Edinb.*, 46, p. 455-517. b) Seiches in the lakes of Scotland. *Proc. Roy. Inst. Great Britain*, 18, p. 657-676.
- CHRYSTAL (G.), 1910. — Seiches and other oscillations of lake surfaces, observed by the scottish lake survey. In J. MURRAY and L. PULLAR : Bathymetrical survey of the scottish fresh water lochs, vol. 1, Edinburgh Challenger Office, p. 29-90.
- DEFANT (A.), 1961. — Physical oceanography. vol. II, p. 182-237. Pergamon Press.
- ENDRÖS (A.), 1904. — Seiches Kleiner Wasserbecken. *Petermanns Mitt.* 50, p. 294-295.
- ENDRÖS (A.), 1905. — Die Seiches des Waginger Tachingersees. *S.B. Bayer Akad. Wiss. Math. Phys. Kl.*, 35, p. 447-476.

ACHEVÉ D'IMPRIMER
LE 10 DÉCEMBRE 1968
SUR LES PRESSES DE
L'IMPRIMERIE
GUY DUCROS
44, RUE DE MADRID
BORDEAUX
(FRANCE)



ACTES
DE LA
SOCIÉTÉ LINNÉENNE
DE BORDEAUX

FONDÉE LE 25 JUIN 1818

et reconnue comme établissement d'utilité publique
par Ordonnance Royale du 15 juin 1828

A PROPOS D'UNE CANINE DE FÉLIN
FÉLIS cf. PARDUS L.
DÉCOUVERTE A LA CHAISE (CHARENTE)

C. SUIRE

*Laboratoire de Préhistoire
de la Faculté des Sciences de Bordeaux*

Hôtel des Sociétés Savantes

71, Rue du Loup

BORDEAUX



Tome 105 - Série B - n° 5

ERRATA

TITRE :

Au lieu de "*Félis*" lire "*Felis*"

Page 5 - Tableau :

1^{re} colonne *Felis pardus*, hauteur totale :

Lire 62,2 au lieu de 62,5

BIBLIOGRAPHIE :

Lire J. BOUCHUD au lieu de J. BOUCHOUD

ACTES DE LA SOCIÉTÉ LINNÉENNE DE BORDEAUX

SÉANCE DU 2 MARS 1968

A propos d'une canine inférieure de félin, *Félis cf. pardus* L. découverte à La Chaise (Charente)

par Cécile SUIRE

Laboratoire de Préhistoire
de la Faculté des Sciences de Bordeaux

Parmi les restes de Carnivores non encore déterminés provenant de l'abri Bourgeois-Delaunay (station de La Chaise, Charente) et conservés au laboratoire de Préhistoire de la Faculté des Sciences de Bordeaux, nous avons reconnu une canine inférieure gauche de Félidé.

Cette dent a été recueillie dans la couche 9 qui, avec une industrie du type moustérien, renfermait la faune suivante déterminée par P. DAVID et F. PRAT (4) :

<i>Ursus spelaeus</i> ROSEN	33,4 %
<i>Canis lupus</i> L.	1,7 %
<i>Vulpes vulpes</i> L.	0,5 %
<i>Vulpes</i> sp.	0,6 %
<i>Hyena spelaea</i> GOLDF.	2 %
<i>Felis spelaea</i> GOLDF.	0,3 %
<i>Capraeolus capraeolus</i> L.	0,3 %
<i>Cervus elaphus</i> L.	6,2 %
<i>Cervus (Megaceros) euryceros</i> AL. ..	0,2 %
Grands Bovidés	11,9 %
<i>Rhinoceros tichorhinus</i> CUV.	0,2 %
<i>Equus caballus</i> L.	39,9 %
<i>Equus hydruntinus</i> REG.	2,8 %
Nombre total de restes déterminables	632

Les dimensions de la dent étudiée sont les suivantes :

Longueur totale	51,5 mm
Hauteur vestibulaire de la couronne	22,5 mm
Diamètre transversal au collet	9,5 mm
Diamètre antéro-postérieur au collet	12 mm

Le sillon — propre aux canines de Félidés — de la face vestibulaire de la couronne s'observe avec quelque difficulté sur la dent étudiée. Ce sillon constitue une zone de moindre résistance et il se forme souvent à sa place une fêlure, parfois si accentuée que la rainure caractéristique est à peine visible, ce qui est le cas de l'échantillon de La Chaise.

Lorsque la face vestibulaire de la couronne est endommagée de cette façon ou d'une autre, peut-on avoir recours à d'autres critères pour reconnaître les canines des Félidés ? Les dimensions de la dent de La Chaise étant assez voisines de celles de la canine des loups, des grands lynx et des panthères, nous avons été amenée à dresser un tableau des dispositions anatomiques permettant de distinguer la canine inférieure des Félinés de la canine inférieure des Canidés.

FELIDES

CANIDES

Face vestibulaire

Le diamètre antéro-postérieur de la couronne décroît insensiblement du collet à la pointe et le bord postérieur est modérément concave (fig. 1).

Présence d'un sillon longitudinal médian qui, bien marqué dans la moitié supérieure de la couronne, s'atténue vers le collet (voir plus haut (fig. 1).

Le diamètre antéro-postérieur de la couronne décroît brusquement du collet à la pointe et le bord postérieur de la couronne est nettement concave, ce qui donne à la dent une forme de crochet (fig. 2).

Pas de sillon.

Observation vestibulo-distale

Crête distale de la couronne aiguë, saillante, se prolongeant de l'extrémité libre au collet.

L'usure due à la canine supérieure est fine, très allongée (fig. 1).

Crête distale de la couronne moins saillante, s'atténuant vers le collet.

L'usure due à la canine supérieure est plus large, moins longue (fig. 2).

Face linguale

Crête longitudinale en position à peu près médiane (fig. 3).

Limite de l'émail rectiligne, ou dessinant une faible convexité (fig. 3).

Crête longitudinale située plus en avant (fig. 4).

Limite de l'émail nettement convexe (fig. 4).

La canine de La Chaise présente tous les caractères des canines des Félins.

La dent étudiée ainsi que les canines de Félins modernes, semble relativement plus épaisse dans le sens vestibulo-lingual que les canines inférieures du loup. Cette observation est confirmée par le calcul de l'indice :

$$i = \frac{\text{Diamètre transversal au collet} \times 100}{\text{Diamètre antéro-postérieur au collet}}$$

Diamètre antéro-postérieur au collet

dont les différentes valeurs sont exprimées dans le tableau suivant :

	<i>Felis tigris</i> moderne	<i>Felis leo</i> moderne	<i>Felis pardus</i> moderne	<i>Felis pardus</i> fossile sans origine	<i>Felis</i> sp.	<i>Canis lupus</i> moderne	<i>Canis lupus</i> fossile de la Chaise	<i>Canis lupus</i> fossile de Pair-non- Pair
Nombre de canines inférieures examinées	6	6	11	1	4	6	8	9
Plus petite valeur de i	71,4	69,2	70		68,4	64	64	66
Plus grande valeur de i	75	78,4	80,7	80	80	73	68	70
Valeur moyenne de i	73,2	73,4	74,5		74,2	67,6	65,3	67,8

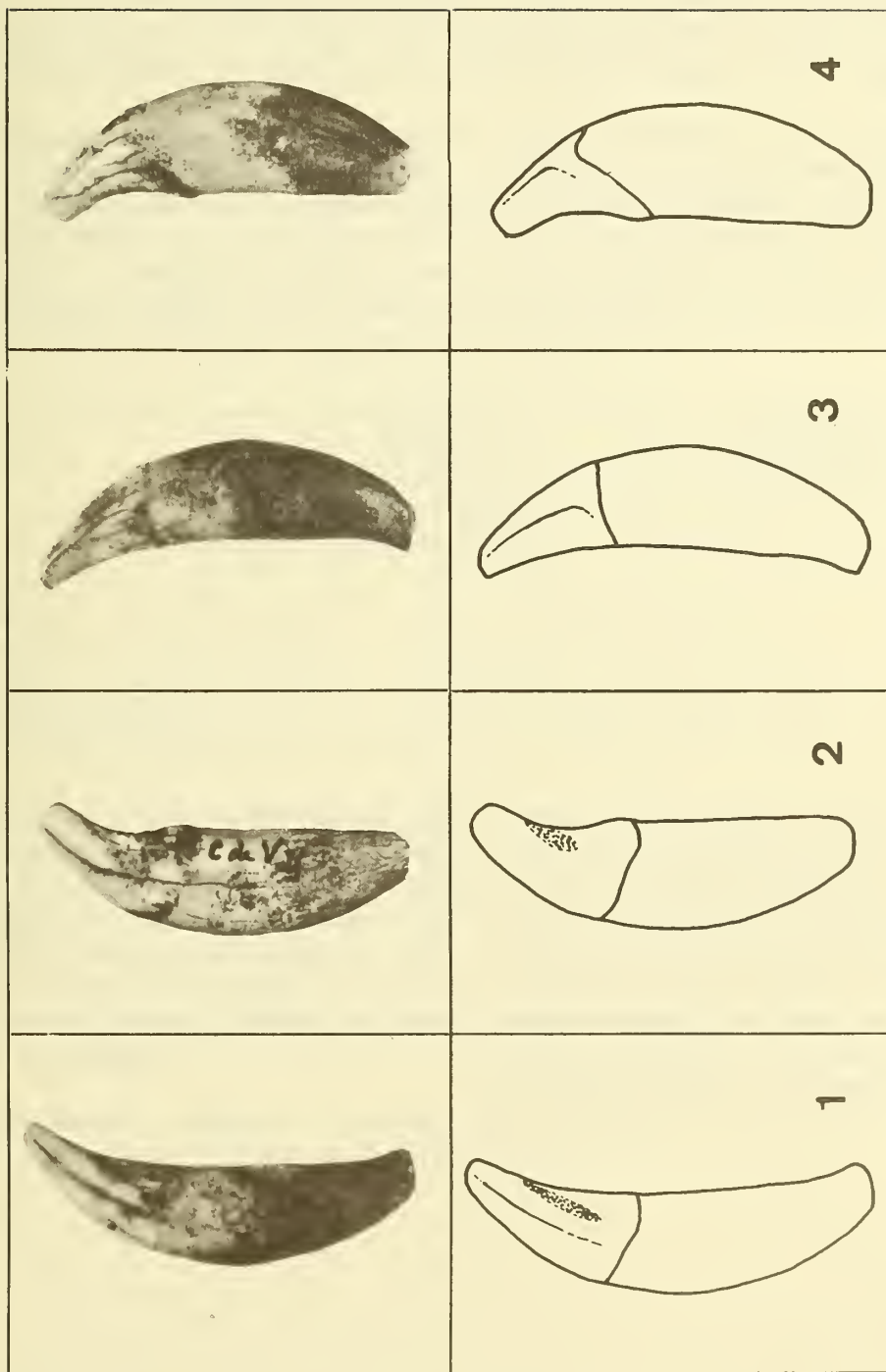


Fig. 1 et 2 - *Felis cf pardus* Fig. 3 et 4 - *Canis lupus*

Fig. 1 et 2 - Face vestibulaire Fig. 3 et 4 - face linguale. Grandeur naturelle

Chez le loup, l'indice ne dépasse 70 que pour une des 23 canines examinées ; chez les Félin il reste supérieur ou égal à cette valeur sauf dans deux cas sur 33. En cela encore l'échantillon de l'abri Bourgeois-Delaunay rappelle tout à fait une canine de Félidé, puisque son indice est égal à 79,1.

Une détermination spécifique est-elle possible ? A première vue les dimensions de notre specimen suggèrent un rapprochement avec la canine d'une panthère de petite taille ou celle d'un grand lynx tel *Lynx pardina var spelaea*. Du point de vue dentaire, le genre *Lynx* diffère du genre *Felis* par l'absence de la deuxième prémolaire supérieure et

certaines particularités des carnassières inférieures et supérieures — M. F. BONIFAY (6), p. 373. En ce qui concerne les canines, nous ne pouvons, en raison de la rareté des échantillons de référence dont nous disposons, préciser les différences morphologiques séparant ces deux genres.

Les dimensions de notre échantillon ont été comparées avec celles des canines de *Lynx pardina var. spelaea* représentées dans les ouvrages de M. BOULE (2), pl. XXXII, fig. 11, et de M. BOULE et L. de VILLENEUVE (3), pl. XVII, fig. 3 *, ainsi qu'aux canines de *Felis pardus* étudiées par F.E. Koby (5).

	Canine de la Chaise	<i>Lynx pardina var. spelaea</i>		<i>Felis pardus</i> d'après F. Koby				
		de Grimaldi	de Monaco					
Hauteur totale	51,5			62,5	51		52,7	63
Hauteur vestibulaire de la couronne	22,5		20					
Diamètre transversal au collet ..	9,5	6	6,5	12	8,5	9,1	9,2	
Diamètre antéro-postérieur au collet	12	9	9	15,5	12			12,3

Les dimensions de la canine étudiée entrent dans les limites de variation de *Felis pardus*. La canine de *Lynx pardina var. spelaea* paraît plus petite, mais on ne peut tenir cette observation comme réellement déterminante puisque nous ignorons les variations de taille de cette dernière forme. C'est donc avec quelque réserve que nous attribuons la canine de La Chaise à la panthère.

— Il est intéressant de rappeler la découverte de restes de panthère par F. BORDES au Pech de

l'Azé II b, dans le niveau 2 g du Wurm I. Il s'agit d'une canine supérieure gauche et d'une carnassière inférieure droite étudiées par J. BOUCHUD (1), ainsi que d'une carnassière supérieure gauche. Dans la collection Harlé du Muséum d'histoire naturelle de Bordeaux figure également une canine supérieure gauche recueillie à La Chaise, mais dépourvue d'indication stratigraphique. Les dimensions de ces dents font penser qu'elles appartenaient à un félin de taille comparable à celui de l'abri Bourgeois-Delaunay.

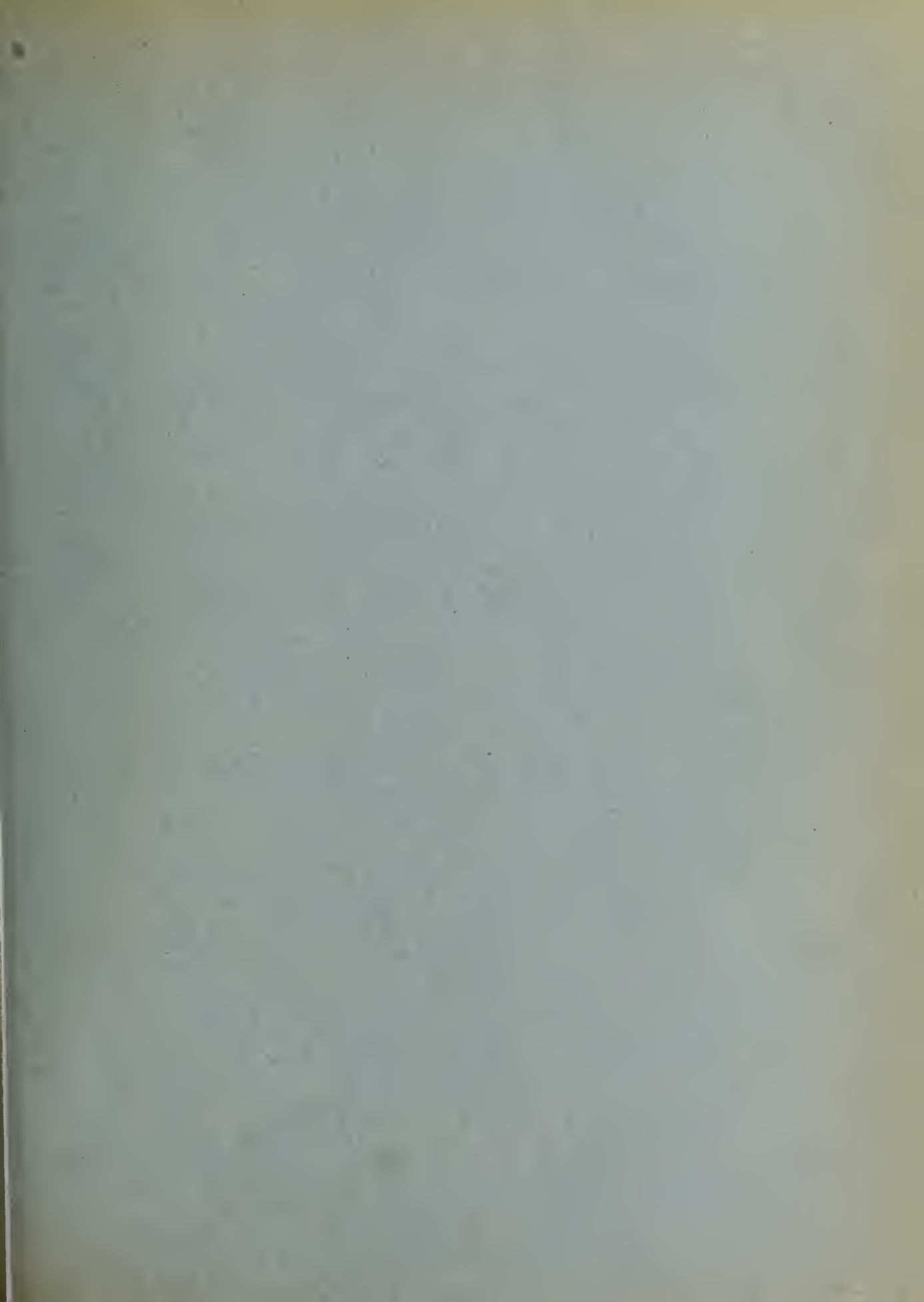
(*) Les mesures prises d'après des photos ne peuvent être tenues comme rigoureuses.

BIBLIOGRAPHIE

1. BOUCHOUD (J.). — Deux espèces rares au Moustérien découvertes au Pech de l'Azé. *Bull. S.P.f.*, 1955, 52, p. 89-93.
 2. BOULE (M.). — Les grottes de Grimaldi, Monaco 1906 ; I, fasc. 4, p. 237-362, fig. 34 à 48, pl. XXX à XLI.
 3. BOULE (M.) et de VILLENEUVE (L.). — Les grottes de l'Observatoire à Monaco. *Arch. Inst. Paleont. hum.*, Paris, 1927 ; mém. I, 113 p., 16 fig., 26 pl.
 4. DAVID (P.) et PRAT (F.). — Considérations sur les faunes de La Chaise (commune de Vouthon, Charente). *Abris Suard et Bourgeois-Delaunay. A.F.E.Q.*, 1965, 3-4, p. 222-231, 3 fig.
 5. KOBY (F.E.). — La faunule de la grotte de Néron à Soyons (Ardèche). *Miscálenea en homenaje al Abate Henri Breuil*. Barcelona, 1964, p. 473-486, 2 pl.
 6. LAVOCAT (L.). — Faunes et flores préhistoriques de l'Europe occidentale. *Atlas de Préhistoire*, 3, Paris 1966. Boubée éd., 486 p., 64 fig., 137 pl.
 7. PALES (L.). — Panthères fossiles de la région de Malarnaud (Ariège). *Bull. Soc. Hist. nat.*, Toulouse, 1929, 58, fasc. 2, p. 235-240, 5 fig.
-



ACHEVÉ D'IMPRIMER
LE 30 MAI 1968
SUR LES PRESSES DE
L'IMPRIMERIE
GUY DUCROS
44, RUE DE MADRID
B O R D E A U X
(FRANCE)



ACTES
DE LA
SOCIÉTÉ LINNÉENNE
DE BORDEAUX

FONDÉE LE 25 JUIN 1818

et reconnue comme établissement d'utilité publique
par Ordonnance Royale du 15 juin 1828



FAUNES DU MAGDALÉNIEN VI ET DE L'AZILIEN
DU GISEMENT DE DURUTHY
COMMUNE DE SORDE-L'ABBAYE (LANDES)

F. DELPECH

*Laboratoire de Géologie du Quaternaire et de Préhistoire
de la Faculté des Sciences de Bordeaux*

Hôtel des Sociétés Savantes

71, Rue du Loup

BORDEAUX

24 APR 1970

NATURAL HISTORY

ACTES DE LA SOCIÉTÉ LINNÉENNE DE BORDEAUX

SEANCE DU 7 MAI 1968

Faunes du Magdalénien VI et de l'Azilien du gisement de Duruthy, commune de Sorde-l'Abbaye (Landes)

F. DELPECH

*Laboratoire de Géologie du Quaternaire et de Préhistoire
de la Faculté des Sciences de Bordeaux*

Nous exposons ici les résultats de nos recherches concernant les faunes du Magdalénien VI et de l'Azilien du gisement de Duruthy (Landes), ceci grâce à l'amabilité de R. Arambourou qui a bien voulu nous confier l'étude des restes osseux.

De nombreuses espèces, dont certaines relativement rares, sont présentes. Après examen de cha-

cune de ces espèces, nous rechercherons les indications climatologiques fournies par leur association.

Lors de cet exposé, nous parlerons des carrés C IV, D IV... ou plus simplement de C IV, D IV... il s'agit de subdivisions arbitraires de l'aire du gisement utilisées lors des fouilles systématiques.

ÉTUDE DES ESPÈCES

RANGIFER TARANDUS L. — Le Renne.

Magdalénien VI : 2 576 restes osseux ainsi répartis :
de nombreux fragments de bois ;

58 fragments crâniens :

45 fragments de frontaux avec cheville osseuse ;

8 fragments de temporaux ;

5 fragments d'occipitaux ;

5 rochers ;

15 fragments de mandibules ;

144 vertèbres et côtes fragmentaires ;

710 dents, fragments et fragments de mâchoires avec dents ;

67 portions inférieures de scapulums ;

97 humérus :

7 fragments proximaux ;

1 fragment de diaphyse ;

89 fragments distaux ;

79 radius :

41 portions proximales ;

38 portions distales ;

- 30 cubitus : olécrânes et fragments articulaires ;
- 97 os du carpe :
 - 10 pisiformes ;
 - 22 semi-lunaires ;
 - 11 pyramidaux ;
 - 20 scaphoïdes ;
 - 11 unciformes ;
 - 23 capitatotrapézoïdes ;
- 136 métacarpiens :
 - 15 fragments proximaux ;
 - 121 fragments distaux ;
- 424 premières, deuxième et troisième phalanges fragmentaires ou non ;
- 56 fragments d'os coxaux ;
- 81 fémurs :
 - 55 portions proximales ;
 - 1 portion de diaphyse ;
 - 25 portions distales ;
- 24 rotules ;
- 70 tibias :
 - 17 fragments proximaux ;
 - 53 fragments distaux ;
- 11 os malléolaires ;
- 224 os du tarse :
 - 97 astragales (quelques-uns sont fragmentaires) ;
 - 80 calcanéums souvent endommagés ;
 - 37 cuboscaphoïdes souvent endommagés ;
 - 10 grands cunéiformes ;
- 30 sésamoïdes ;
- 132 métatarsiens :
 - 22 fragments proximaux ;
 - 110 fragments distaux ;
- 14 portions distales de métapodes ;
- 72 métacarpiens et phalanges de doigts latéraux.

Azilien : 15 restes osseux :

- 1 rocher ;
- 3 molaires supérieures dont une lactéale ;
- 1 portion inférieure du scapulum ;
- 2 fragments distaux de radius ;
- 2 os du carpe :
 - 2 scaphoïdes ;

- 1 fragment distal de métacarpien ;
- 1 troisième phalange ;
- 1 fragment distal de tibia ;
- 2 os du tarse :
 - 1 astragale ;
 - 1 calcanéum endommagé ;
- 1 portion de diaphyse de métatarsien.

Lors du tri des restes de Renne, nous avons remarqué que de grandes différences de taille apparaissaient au sein de séries d'ossements homologues. Ces différences prouvent-elles que plusieurs variétés de Renne existaient simultanément aux alentours du gisement ? D'après J. BOUCHUD (1959), divers types de cette espèce vécurent, en effet, dans le Sud-Ouest de la France au Paléolithique, en particulier un Renne de grande taille qui serait un Renne de forêt (*Rangifer tarandus caribou*) et un Renne de taille plus modeste que J. BOUCHUD rapproche du Renne de toundra actuel (*Rangifer tarandus arcticus*). La première forme « vit à la lisière de la toundra et de la forêt où elle se réfugie pendant l'hiver », la seconde « vit dans la toundra » (JACOBI, in J. BOUCHUD, 1959, p. 11). Pour résoudre ce problème, nous avons utilisé la méthode de travail de J. BOUCHUD qui consiste à étudier un lot d'astragales de rennes ; ces os, petits et massifs, sont en général mieux conservés que tout autre. La variété dite de forêt, plus grande, possède des astragales en moyenne plus hautes que ceux de la variété dite de toundra.

Etude des astragales.

Elle porte sur 70 échantillons mesurables.

La largeur maximum étant portée en abscisse et la hauteur maximum en ordonnée, nous avons établi un diagramme de dispersion (pl. I, fig. 1). En général, les divers points se répartissent en trois domaines. D'après J. BOUCHUD (1959, p. 54), « le petit domaine situé à la partie supérieure du graphique correspond à des mâles adultes ou presque... Le contour médian renferme des femelles et des individus des deux sexes dont la croissance n'est pas encore terminée. Le domaine inférieur correspond aux faons et adultes de petite taille. » Le premier est appelé domaine M, le second T et le

FIG. 1

Diagramme de dispersion des astragales

de RENNE

DURUTHY - MAGDALENIEN VI

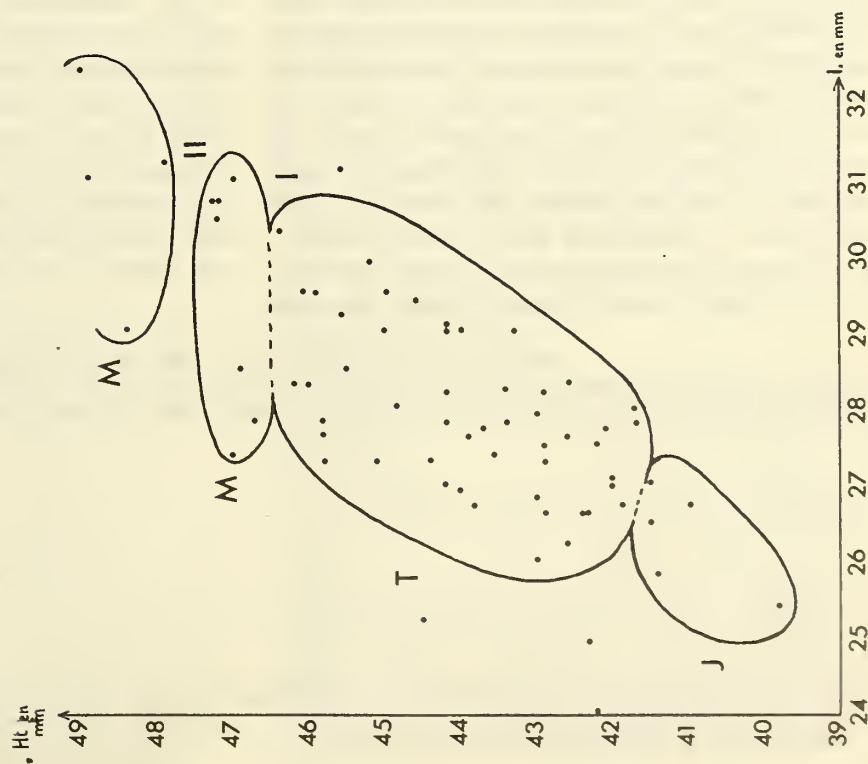
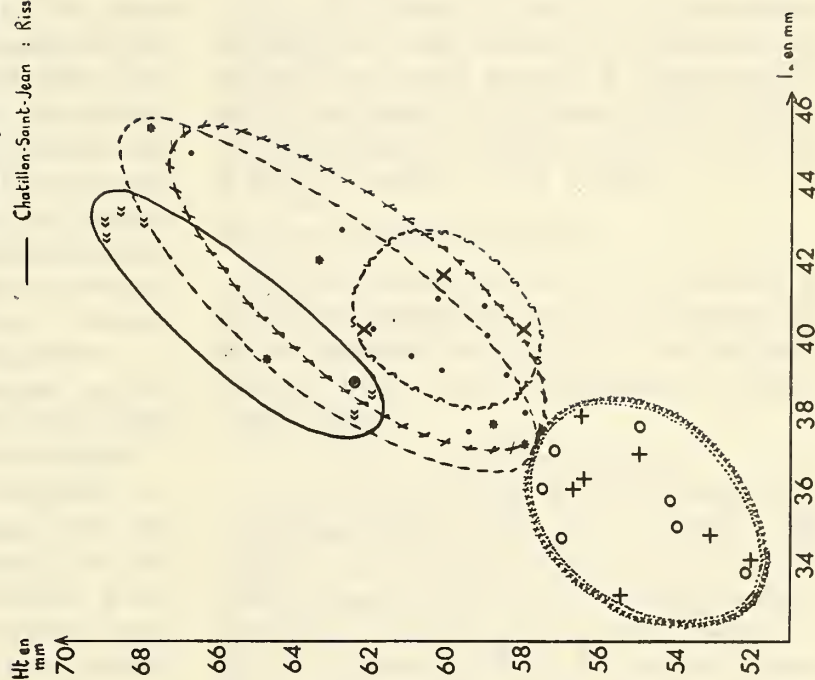


FIG. 2

Diagramme de dispersion des astragales

de CERF

- Duruthy : Azilien •
- " : Magd. VI •
- Le Morin : Magd. VI •
- xxx Couze : Magd. VI •
- - - Saint-Germain-la-R. : Magd. III X
- Combe-Grenal : Würm I +
- Chatillon-Saint-Jean : Riss "



三、



troisième J. M et T sont séparés soit par une discontinuité I située vers 46,5 mm, soit par une discontinuité II située vers 47,5 mm. Les rennes dont le diagramme de dispersion des astragales présente la discontinuité I sont de plus petite taille que ceux dont le diagramme présente la discontinuité II ; J. BOUCHUD a rapproché les premiers des rennes de toundra actuels, *Rangifer tarandus arcticus*, et les seconds des rennes de forêt ou *Rangifer tarandus caribou*. Dans certains gisements paléolithiques, ces deux types de rennes sont présents et les diagrammes de dispersion montrent la discontinuité II et un rétrécissement correspondant à la discontinuité I plus ou moins masquée par des points représentant des astragales de grands mâles n'ayant pas encore atteint leur taille définitive.

D'autre part, « pour une hauteur déterminée, les variations de la largeur de l'astragale sont plus importantes chez le Renne de toundra que chez son congénère forestier » (J. BOUCHUD, 1959, p. 62). Ainsi, le diagramme de dispersion relatif à un lot d'astragales dans lequel le Renne de forêt est abondamment représenté, est plus allongé en moyenne que celui figurant une population composée presque uniquement de rennes de toundra.

Munie de ces données, nous remarquons que le diagramme de dispersion ici étudié est de type allongé, ce qui semblerait indiquer un pourcentage assez important de rennes de forêt. D'autre part, le graphique présente la discontinuité II et un rétrécissement au niveau I. Parmi les dix astragales constituant le domaine M, quatre appartiennent à des grands sujets de rennes de forêt et six à des individus de taille plus modeste qui seraient des mâles de toundra.

Nous pouvons donc conclure qu'à Duruthy environ 40 % des rennes étaient des rennes de forêt et 60 % des rennes de toundra. Ces pourcentages correspondent à ceux trouvés par J. BOUCHUD pour les rennes de Limeuil, gisement du Magdalénien VI situé au confluent de la Dordogne et de la Vézère : 57,9 % de rennes de toundra et 42,1 % de rennes de forêt (J. BOUCHUD, 1959, p. 282).

Etude des mandibules et des bois.

On s'est souvent demandé si les troupeaux de rennes étaient sédentaires ou non. Les dents portées par des fragments de mandibule et les bois constituent un excellent matériel permettant de répondre à cette question.

1. — Etude des mandibules

La méthode de travail de A. W. BANFIELD et F. SKUNCKE (1951 et 1952) sur les maxillaires inférieurs de rennes actuels a été reprise par J. BOUCHUD (1959) et adaptée à l'étude des mandibules du Renne paléolithique. Sachant que les rennes naissent en juin (J. BOUCHUD, 1959, p. 60), on peut évaluer la date de leur mort après détermination du stade d'évolution dentaire. Ainsi, on peut savoir, à quelques jours près, à quel moment les rennes fréquentaient les alentours du gisement étudié. Cependant, les mandibules ayant appartenu à des individus de plus de trois ans nous apportent moins de précision : on reconnaît à Duruthy 2 individus morts à 3 ans, 6 à 4 ans, 2 entre 5 et 7 ans et 2 entre 6 et 8 ans. Mais les mandibules d'individus plus jeunes indiquent 12 rennes tués pendant les mois de septembre à février (tabl. I). Au Magdalénien VI, les troupeaux de rennes auraient donc été absents de la région de Sorde-l'Abbaye de mars à août.

TABLEAU I REPARTITION DES MANDIBULES DE RENNE

	juin	juill.	août	sept.	oct.	nov.	déc.	janv.	févr.	mars	avril	mai
C IV ..			2				1					
B V ..							2					
C VI ..							1					
B VI ..				1								
A VII .									1			
A VIII .							2		1			
A IX ..												
B X ..									1			

Les rennes tués en août-septembre sont morts à 26-27 mois
 Les rennes tués en septembre sont morts à 15 mois
 Les rennes tués en décembre sont morts à 30 mois

Les rennes tués en février sont morts à 8 mois
 Les rennes tués en février-mars sont morts à 33 mois

2. — Les bois

Les ramures donnent également quelques renseignements fort intéressants. Les bois de chute, en particulier, permettent de distinguer tout d'abord le sexe de l'animal ; en effet, les ramures des mâles se séparent du pédicule suivant une surface convexe vers le bas en emportant le cercle de pierrures, ceux des femelles suivant une surface concave vers le bas. D'autre part, les mâles et les femelles ne perdent pas leurs bois à la même époque de l'année : « La chute des bois pour les mâles âgés se produit pendant la seconde quinzaine de novembre, pour les adultes en décembre, tandis que les jeunes gardent leur tête jusqu'au début du printemps. Les ramures des femelles tombent à la fin du printemps. » (J. BOUCHUD, 1959, p. 88). Les deux sexes étant ainsi différenciés, il est ensuite possible de donner l'âge approximatif de chacun des individus en tenant compte de la circonférence du pédicule ou, pour les bois de chute, de la circonférence du bois mesurée au-dessus du cercle de pierrures : « Le pédicule décroît de hauteur et augmente de diamètre avec l'âge. » (J. BOUCHUD, 1959, p. 92).

Nous avons reconnu à Duruthy 13 bois de chute de mâles :

- 1 bois de chute d'un individu de 2 ans (7 cm de circonférence) ;
- 2 bois de chute d'individus de 3 à 4 ans (8,6 cm et 8,8 cm de circonférence) ;
- 3 bois de chute d'individus de 4 ans (9,9 cm, 10,4 cm et 10,45 cm de circonférence) ;
- 7 bois de chute d'individus de plus de 4 ans (11,3 cm, 11,3 cm, 12,4 cm, 12,7 cm, 13,2 cm, 14, 3 cm et 15,5 cm de circonférence).

Un grand nombre de bois de massacre grêles ont probablement appartenu à des femelles ainsi que 2 bois de chute ayant tous deux 6 cm de circonférence qui indiquent des individus de moins de 3 ans 8 mois.

Les faits importants à noter sont les suivants : les troupeaux de rennes étaient présents aux alentours du gisement de Duruthy au moment où les mâles perdaient leurs bois, c'est-à-dire en novembre-décembre. Le fait que la proportion de bois de massacre grêles soit forte alors que le nombre de bois

de chute indiquant de manière sûre des individus femelles est extrêmement faible nous amène à penser que les troupeaux ne fréquentaient certainement pas la région de Duruthy lorsque les femelles « jetaient leur tête », c'est-à-dire à la fin du printemps ; ceci est en accord avec les conclusions résultant de l'étude des mandibules : rennes absents de mars à août. Durant cette période, les rennes étaient vraisemblablement attirés par les pâturages des Pyrénées tout proches et découverts après la fonte des neiges.

CERVUS ELAPHUS L. — Le Cerf.

Magdalénien VI : 707 ossements :

- quelques fragments de bois ;
- 1 fragment de frontal ;
 - 5 rochers ;
 - 3 fragments de mandibules ;
 - 12 vertèbres fragmentaires ;
 - 191 dents et fragments ;
 - 14 portions inférieures de scapulums ;
 - 27 humérus :
 - 2 portions proximales ;
 - 25 portions distales ;
 - 17 radius :
 - 8 fragments proximaux ;
 - 9 fragments distaux ;
 - 9 cubitus : olécrânes et fragments articulaires ;
 - 48 os du carpe :
 - 8 pisiformes ;
 - 5 pyramidaux ;
 - 8 semilunaires ;
 - 5 scaphoïdes ;
 - 7 unciformes ;
 - 15 capitatotrapézoïdes ;
 - 44 métacarpiens :
 - 7 fragments proximaux ;
 - 1 fragment de diaphyse ;
 - 36 fragments distaux ;
 - 150 premières, deuxième et troisième phalanges fragmentaires ou non ;
 - 9 fragments d'os coxaux ;
 - 8 fémurs :
 - 5 portions proximales ;
 - 3 portions distales ;
 - 6 rotules ;

- 21 tibias :
 - 5 fragments proximaux ;
 - 16 fragments distaux ;
- 5 os malléolaires ;
- 65 os du tarse :
 - 26 astragales, dont quelques-uns sont fragmentaires ;
 - 23 calcanéums rarement entiers ;
 - 11 cuboscaphoïdes ;
 - 5 grands cunéiformes ;
- 22 sésamoïdes ;
- 41 métatarsiens :
 - 17 fragments proximaux ;
 - 1 fragment de diaphyse ;
 - 23 fragments distaux ;
- 8 portions distales de métapodes ;
- 1 métacarpien de doigt latéral.

Azilien : 33 ossements.

- 4 dents et fragments ;
- 1 portion inférieure de scapulum ;
- 1 fragment de diaphyse d'humérus ;
- 1 fragment articulaire de cubitus ;
- 2 os du carpe :
 - 1 semilunaire ;
 - 1 unciforme ;
- 3 métacarpiens :
 - 1 fragment proximal ;
 - 2 fragments distaux ;
- 9 premières et deuxième phalanges fragmentaires ;
- 1 fragment d'os coxal ;
- 4 os du tarse :
 - 1 astragale ;
 - 2 calcanéums (1 fragmentaire, 1 entier) ;
 - 1 cuboscaphoïde ;
- 4 métatarsiens :
 - 1 fragment proximal ;
 - 2 fragments de diaphyses ;
 - 1 fragment distal ;
- 3 fragments distaux de métapodes.

Les restes de Cerf de Duruthy indiquent, en général, un animal de taille relativement grande. Nous avons étudié le lot d'astragales provenant de cette station et établi des comparaisons avec ceux trouvés dans d'autres gisements.

Etude des astragales.

Sur un graphique (pl. I, fig. 2), nous avons représenté chaque astragale par un point déterminé en abscisse par la largeur maximum de l'os et en ordonnée par la hauteur maximum. L'ensemble constitue le domaine du Cerf de Duruthy (1).

Nous avons fait de même pour les astragales des Cerfs de Chatillon-Saint-Jean (2), gisement daté du Riss par C. MOURER-CHAUVIRÉ dont nous avons utilisé les travaux (C. MOURER-CHAUVIRÉ, 1962), et des stations suivantes :

— Combe-Grenal, couches du Würm I (fouilles F. BORDES) ;

— Saint-Germain-la-Rivière, Magdalénien III (fouilles BLANCHARD, LEPRONT et MIRANDE) ;

— La Gare de Couze, Magdalénien VI (fouilles P. FITTE et F. BORDES) ;

— Le Morin, Magdalénien VI (fouilles R. DEFARGE).

Nous obtenons ainsi deux groupes de points, l'un représente des sujets de petite taille (Couze et Würm I de Combe-Grenal), l'autre des individus plus grands (Chatillon-Saint-Jean, Saint-Germain-la-Rivière, Le Morin et Duruthy).

Comme nous l'avons déjà signalé dans notre thèse de troisième cycle (F. DELPECH, 1967), nous constatons que les Cerfs peuvent être répartis en deux ensembles en fonction de leur taille. Comment comprendre la variabilité de la grandeur des Cerfs au cours du Paléolithique ? Dans l'état actuel de nos connaissances, nous ne pouvons trouver une explication à ce fait.

CAPREOLUS CAPREOLUS L. — Le Chevreuil

Magdalénien VI :

2 fragments distaux d'humérus : la largeur distale de la pièce la mieux conservée est de 3.15 cm environ.

(1) Tous ces astragales appartiennent au Cerf du Magdalénien VI sauf un trouvé dans le niveau azilien. Le point représentatif de ce dernier entre dans le domaine du Cerf magdalénien.

(2) Les mensurations des astragales de Chatillon-Saint-Jean, effectuées par C. MOURER-CHAUVIRÉ, correspondent l'une à la hauteur latérale de la pièce : hauteur maximum ici considérée, l'autre à la largeur de la poulie distale qui est inférieure à la largeur maximum de l'os que nous avons utilisée. Le domaine du Cerf de Chatillon-Saint-Jean devra donc être déplacé vers la droite pour être comparé directement aux autres tracés.

Azilien :

- 1 fragment proximal de radius ;
- 1 troisième molaire inférieure gauche : le diamètre mésio-distal, mesuré au-dessus du collet, est de 1,80 cm ; le diamètre vestibulo-lingual de 0,95 cm.

Ces pièces se rapportent à des sujets un peu plus grands que la plupart de nos chevreuils actuels.

BISON PRISCUS Boj.
BOS PRIMIGENIUS Boj.

Le Bison - Le Bœuf primitif

Magdalénien VI : 325 restes osseux ainsi répartis :

- 1 fragment d'occipital ;
- 4 fragments de mandibules ;
- 2 vertèbres fragmentaires ;
- 134 dents, fragments et fragments de mâchoires avec dents ;
- 2 portions inférieures de scapulum ;
- 9 humérus :
 - 2 fragments proximaux ;
 - 1 fragment de diaphyse ;
 - 6 fragments distaux ;
- 9 radius :
 - 7 fragments proximaux ;
 - 2 fragments distaux ;
- 4 cubitus ;
 - 1 olécrâne ;
 - 3 fragments articulaires ;
- 20 os du carpe :
 - 1 pisiforme ;
 - 5 pyramidaux ;
 - 6 semilunaires ;
 - 2 scaphoïdes ;
 - 3 unciformes ;
 - 3 capitato-trapézoïdes ;
- 3 métacarpiens :
 - 1 fragment proximal ;
 - 2 fragments distaux ;
- 46 premières, deuxième et troisième phalanges fragmentaires ou non ;
- 2 fragments d'os coxaux ;

9 fémurs :

- 5 fragments proximaux ;
- 4 fragments distaux ;
- 5 tibias :
 - 2 fragments proximaux ;
 - 3 fragments distaux ;
- 2 os malléolaires ;
- 29 os du tarse :
 - 9 astragales ;
 - 6 calcanéums ;
 - 7 cuboscaphoïdes ;
 - 6 grands cunéiformes ;
 - 1 petit cunéiforme ;
- 20 sésamoïdes ;
- 9 métatarsiens :
 - 4 fragments proximaux ;
 - 5 fragments distaux ;
- 15 portions distales de métapodes.

Azilien :

- 1 première phalange.

Si différents d'aspect, *Bos* et *Bison* ont pourtant des ossements fort semblables, si bien qu'il est difficile de distinguer les deux genres dans les gisements paléolithiques. Cependant, certains ossements, en particulier les portions distales de métapodes, sont caractéristiques soit de *Bos primigenius*, soit de *Bison priscus*. En effet, chez le *Bison*, les proéminences supra-articulaires sont en général plus saillantes que chez le *Bos*. Ainsi, la largeur distale maximum du métapode est souvent atteinte au niveau de ces proéminences chez le *Bison*, alors que, chez le *Bos*, elle se situe toujours à la base de l'articulation. Nous avons reconnu ces deux formes de métapodes à Duruthy (pl. II, fig. 1 et 2).

D'autre part, en utilisant les travaux de divers auteurs, en particulier H. R. STAMPFLI (1963) et S. J. OLSEN (1960), nous avons pu rattacher certaines pièces relativement bien conservées soit à *Bos primigenius*, soit à *Bison priscus*. Mais nous n'entreprendrons pas ici l'examen détaillé des restes de Bovinés qui feront l'objet d'un prochain article ; nous indiquerons seulement que 20 % de ces restes semblent appartenir au Bœuf primitif, le *Bison* étant fortement majoritaire : 80 % environ.

RUPICAPRA RUPICAPRA L.

Le Chamois, l'Isard.

Magdalénien VI : 3 restes osseux :

- 1 incisive d'adulte ;
- 2 fragments proximaux de premières phalanges.

CAPRA IBEX L. — Le Bouquetin

Magdalénien VI : 10 ossements :

- 2 molaires supérieures ;
- 1 troisième molaire inférieure ;
- 1 fragment distal d'humérus ;
- 2 capitotrapézoïdes ;
- 1 astragale ;
- 1 fragment de cuboscaphoïde ;
- 1 grand cunéiforme ;
- 1 fragment proximal de métatarsien.

Azilien :

- 1 fragment distal de tibia.

Quelques astragales appartenant à des bouquets paléolithiques ont été comparés à l'astragale trouvé à Duruthy ; ce dernier indique un individu de petite taille :

	Largeur maximum en cm	Hauteur maximum en cm
Duruthy (carré A XIX)	2,40	3,60
Bouquetins paléolithiques (collection de comparaison du Laboratoire de Préhistoire de la Faculté des Sciences de Bordeaux)	2,40 2,75 2,35 2,20 2,75 2,60 3,05	3,75 3,95 3,65 3,40 3,90 4,05 4,20

SUS SCROFA L. — Le Sanglier

Magdalénien VI :

- 1 troisième molaire inférieure.

Azilien :

- 1 deuxième phalange ;
- 1 troisième phalange.

EQUUS CABALLUS L. — Le Cheval

Magdalénien VI : 99 ossements :

- 2 fragments de mandibules ;
- 53 dents, fragments et fragments de mâchoires avec dents ;
- 5 fragments distaux de radius ;
- 9 métapodes :
 - 1 fragment proximal de métacarpien ;
 - 8 fragments distaux de métapodes ;
- 2 os du carpe :
 - 1 grand os ;
 - 1 unciforme ;
- 9 premières, deuxième et troisième phalanges fragmentaires ou non ;
- 1 fragment proximal de fémur ;
- 1 rotule ;
- 5 tibias :
 - 1 fragment proximal
 - 4 fragments distaux ;
- 6 os du tarse :
 - 3 astragales ;
 - 1 calcanéum ;
 - 1 petit cunéiforme ;
 - 1 scaphoïde du tarse ;
- 2 sésamoïdes ;
- 4 métapodes de doigts latéraux.

Azilien : 7 ossements :

- 3 dents :
 - 1 incisive ;
 - 1 prémolaire supérieure ;
 - 1 troisième molaire inférieure ;
- 1 portion proximale de radius ;
- 1 fragment proximal de métacarpien ;
- 1 fragment distal de métapode ;
- 1 métapode de doigt latéral.

Nous avons comparé les vestiges de l'Equidé de Duruthy aux restes correspondants d'autres Chevaux paléolithiques. F. PRAT a bien voulu nous communiquer les dimensions du petit Cheval de Solutré (Saône-et-Loire) et celles se rapportant à l'*Equus caballus* cfr. *germanicus* des gisements de Pair-non-Pair (Gironde), de La Chaise (Charente) et des couches du Würm II de Combe-Grenal (Dordogne).

Deuxièmes phalanges postérieures : 3 échantillons.

L'indice $\frac{\text{largeur distale} \times 100}{\text{hauteur totale}}$ égal respectivement à 91,60, 99 et 98,6 indique trois phalanges postérieures (F. PRAT, 1957) dont la hauteur totale, 5,00 cm, 5,25 cm et 5,15 cm est comparable à celle des deuxièmes phalanges postérieures du Cheval de Solutré et d'*Equus caballus* cfr. *germanicus* :

	Hauteur totale en cm	Ind. rob. (%)
Duruthy B IV ..	5,00	90,60
Duruthy D IV ..	5,25	89,50
Duruthy D VI ..	5,15	91,80
Pair-non-Pair n = 17	4,70 — 5,55	82,60 — 96,80
(d'après F. Prat)		
Moyennes	5,194 ± 0,1	92,15 ± 1,99
Saint-Germain-la-Rivière n = 54	4,45 — 5,50	84,00 — 105,6
(d'après F. Prat)		
Moyennes	5,05	91,6

n : nombre d'échantillons

ind. rob : indice de robustesse : $\frac{\text{largeur minimum} \times 100}{\text{hauteur totale}}$

Calcanéum :

Un échantillon dont la hauteur totale mesure 11,15 cm indique un cheval de taille semblable à celle du Cheval de Solutré :

	hauteur totale en cm
Cheval de Solutré : Solutré n = 39	10,25 — 12,10
(d'après F. Prat)	
Saint-Germain-la-Rivière n = 38	10,10 — 12,15
(d'après F. Prat)	
Duruthy A XXII	11,15

n : nombre d'échantillons

Les dents :

Mensurations : Elles ont été effectuées au niveau du point P qui, pour les molaires supérieures, se situe sur le mésostyle à 2 cm au-dessus du collet et, pour les molaires inférieures à 2 cm au-dessus du collet, dans le sillon vestibulaire.

Premières et deuxièmes molaires supérieures :

Trois molaires (M1 et M2) ont été mesurées. Nous avons aussi calculé leur indice protoconique moyen qui, comparé à celui du Cheval de Solutré et même d'*Equus caballus* cfr. *germanicus* apparaît relativement faible. Cependant, le petit nombre d'échantillons ne peut suffire pour aboutir à un résultat quelconque.

	Ind. prot. (%)	Ind. prot. moyen (%)
Duruthy D III ..	48,22	
Duruthy C IV ..	53,07	
Duruthy A XVIII	56,01	
Cheval de Solutré (d'après F. Prat)		
Solutré n = 44	49 — 64	55,65 ± 1,164
Saint-Germain-la-Rivière n = 60	42 — 65,4	55,38 ± 1,39
<i>Equus caballus</i> cfr. <i>germanicus</i> (d'après F. Prat)		
Würm II de Combe-Grenal n = 33	44 — 59,6	53,93 ± 2,61

n : nombre d'échantillons

ind. prot. : indice protoconique

Deuxièmes prémolaires inférieures :

Une P2 provenant de Duruthy a un diamètre mésio-distal faible de 3,05 cm. Une telle valeur s'observe plus fréquemment chez le Cheval de Solutré que chez *Equus caballus* cfr. *germanicus*.

	d.m.d. en cm	d.m.d. moyen en cm
Duruthy C IV ..	3,05	
Cheval de Solutré (d'après F. Prat)		
Solutré	2,90 — 3,40	3,18
Saint-Germain-la-Rivière n = 28	3,00 — 3,50	3,2696 ± 0,0418
<i>Equus caballus</i> cfr. <i>germanicus</i> (d'après F. Prat)		
Würm II de Combe-Grenal n = 30	3,05 — 3,70	3,4066 ± 0,0602
La Chaise (B.D.)	3,10 — 3,60	3,402

d.m.d : diamètre mésio-distal

Troisièmes molaires inférieures :

Deux M3 ont un diamètre mésio-distal respectivement égal à 3,4 cm et 3,00 cm. Cette dernière valeur est faible ; très rare chez *Equus caballus* cfr. *germanicus*, elle est plus fréquente chez le Cheval de Solutré.

	d.m.d. en cm	d.m.d. moyen en cm
Duruthy C IV ..	3,39	
Duruthy C V ..	3,00	
Cheval de Solutré (d'après F. Prat)		
Solutré	3,00 — 3,40	3,24
Saint-Germain-la- Rivière n = 33	3,00 — 3,60	3,254 ± 0,048
<i>Equus caballus</i> cfr. <i>germanicus</i>		
Würm II de Combe-Grenal		
n = 30	3,00 — 3,75	3,4233 ± 0,0520
La Chaise (B.D.)	3,20 — 3,65	3,423

d.m.d. : diamètre mésio-distal

Conclusions.

Les restes mesurables du Cheval de Duruthy, peu nombreux, n'indiquent pas clairement si cette forme est comparable au type de Solutré ou à *Equus caballus germanicus*. Cependant, le Cheval de Duruthy, comme ces deux derniers types, n'était pas très grand. En effet, le Cheval de Solutré est un petit Cheval ; de même, *Equus caballus germanicus*, bien que plus grand que le précédent, reste de taille modeste. D'autre part, le Cheval de Duruthy avait des membres trapus ; l'indice de robustesse calculé pour les deuxième phalanges postérieures, égal respectivement à 90,60, 89,5 et 91,8, est relativement fort. Pour comparaison, nous indiquerons que, chez le Cheval actuel de Przewalskii, ce même indice varie de 88 à 94,2 (V. GROMOVA, 1949).

La denture du Cheval de Duruthy ne nous permet aucune constatation particulière, mais seulement quelques remarques ; sur certaines molaires supérieures, le protocône semble assez court. Or, au Morin, gisement du Magdalénien VI de Gironde, nous avons reconnu un Cheval de taille comparable à celui de Solutré, mais dont les molaires supérieures

ont un indice protoconique plus faible (51,17) (F. DELPECH, 1967). Le Cheval de Duruthy et celui du Morin appartiendraient-ils à la même race : petit Cheval robuste aux molaires supérieures à protocône relativement peu allongé ? Un nombre plus important d'échantillons nous permettra peut-être par la suite de le prouver.

URSUS SPELAEUS Rosenm. L'Ours des cavernes.

Magdalénien VI :

- 1 troisième phalange (pl. II, fig. 3) ;
- 1 troisième incisive inférieure (pl. II, fig. 4) ;
- 2 premiers cunéiformes (pl. II, fig. 5 et 6).

Le caractère permettant de distinguer de façon certaine la troisième phalange d'Ours brun de celle de l'Ours des cavernes se situe dans la région supérieure de l'os : la griffe de l'Ours brun « a le dos tranchant presque jusqu'à la base au lieu de l'avoir aplati comme chez l'Ours des cavernes » (A. DUBOIS et H.-G. STEHLIN, 1933, p. 30). Malheureusement nous n'avons pu utiliser ce critère, la partie supérieure de la phalange de Duruthy étant endommagée. Nous avons alors comparé notre échantillon à une troisième phalange d'Ours brun provenant de Couze (Dordogne) ; il est de plus grande taille : l'épaisseur préarticulaire est de 1 cm pour la pièce de Duruthy et de 0,83 cm pour la phalange de Couze. En outre, la protubérance sous-articulaire est bien moins développée sur la troisième phalange de Duruthy.

La troisième incisive inférieure est de taille nettement supérieure à son homologue chez un ours brun actuel :

	Duruthy (carré A XXI) en cm	Ours brun actuel (1) en cm
Hauteur totale	3,60	
d.m.d. au collet	0,70	env. 0,52
d.v.l. au collet	0,90	env. 0,65
d.m.d. maximum	0,96	env. 0,73

d.m.d. : diamètre mésio-distal

d.v.l. : diamètre vestibulo-lingual

(1) L'incisive en place dans la mandibule, n'a pu être mesurée qu'approximativement.

L'Ours présent à Duruthy, probablement plus grand et plus massif que l'Ours brun, aurait donc de très fortes chances d'appartenir à l'espèce *Ursus spelaeus*.

Deux petits os appartenant à deux membres symétriques sont restés longtemps indéterminés. Il s'agissait, semble-t-il, de deux carpiens ou tarsiens, mais nous n'avions trouvé ni chez les herbivores ni chez les carnivores aucun os comparable à ceux-ci jusqu'au jour où une patte d'ours brun fut examinée de nouveau minutieusement ; le premier cunéiforme de cet exemplaire montrait quelques ressemblances avec les échantillons de Duruthy. Nous avons alors orienté nos recherches vers le genre *Ursus* et trouvé parmi les restes osseux de la grotte XIII (Dordogne) un premier cunéiforme d'Ours différent de celui d'*Ursus arctos* et très semblable mais non identique aux pièces de Duruthy (pl. II, fig 7). Bien que ces premiers cunéiformes présentent chacun des particularités, tous appartiennent au genre *Ursus* car, chez les carnivores autres que les Ursidés, cet os, quand il existe, est tout à fait différent et ne peut être confondu avec un premier cunéiforme d'Ours.

CANIS LUPUS L. — Le Loup

Magdalénien VI : 11 ossements.

- 1 canine supérieure droite ;
- 2 molaires supérieures ;
- 1 fragment distal d'humérus droit ;
- 1 fragment proximal de quatrième métacarpien ;
- 1 première phalange ;
- 1 troisième phalange ;
- 2 fragments proximaux de métatarsiens (deuxième et quatrième) ;
- 2 fragments distaux de métapodes.

Azilien :

- 1 fragment proximal de troisième métatarsien.

Voici les mensurations des ossements les mieux conservés :

Canine supérieure droite :

Hauteur de la racine, face vestibulaire	3,52 cm
Hauteur de la racine, face linguale ..	2,94 cm
Diamètre mésio-distal au collet	0,78 cm
Diamètre vestibulo-lingual au collet .	1,20 cm

Fragment distal d'humérus droit :

Largeur maximum	3,95 cm
Diamètre antéro-postérieur maximum	3,40 cm

Fragments proximaux de métapodes :

	4° mtcp. g. (cm)	2° mtts. g. (cm)	3° mtts. g. (cm)	4° mtts. g. (cm)
Diamètre antéro-postérieur proximal	1,64	1,80	1,2 +	1,92
Largeur proximale maximum	1,05	1,05	0,82	1,15

mtcp. : métacarpien
mtts. : métatarsien

Troisième phalange :

Hauteur maximum	1,32 cm
Hauteur de l'articulation	0,83 cm

VULPES VULPES L. — Le Renard commun

ALOPEX LAGOPUS L. — Le Renard polaire, l'Isatis.

Magdalénien VI : 6 ossements :

- 2 incisives ;
- 1 canine inférieure ;
- 1 première molaire inférieure ;
- 1 fragment proximal de radius ;
- 1 fragment distal de métapode.

Azilien : 5 ossements :

- 1 canine supérieure ;
- 2 fragments proximaux de radius ;
- 1 fragment proximal de cubitus ;
- 1 première phalange antérieure ;

TABLEAU II

LES RENARDS : CARNASSIERE INFÉRIEURE

	n	d.m.d. total (1)	moyenne	d.m.d. des deux premiers lobes (2)	$\frac{(2)}{(1)}$
<i>Vulpes vulpes</i> actuels					
M. PAULUS, p. 19-20 (1947)		1,55 — 1,65			
M. BOULE, p. 69 (1927)		1,52		1,03	0,67
F.-Ed. Koby, p. 478 (1964)	58	1,33 — 1,75	1,51		
Lab. Préhist. Bx : coll. de comparaison		1,45		0,95	0,65
		1,50		1,00	0,66
		1,60		1,00	0,62
<i>Vulpes vulpes</i> fossiles					
M. PAULUS, p. 19-20 (1947)					
Salpêtrière		1,68			
Gr. Bayol		1,67			
Gr. Balauzière		1,60			
F.-Ed. Koby, p. 5 (1959)					
La Vache		1,60			
F.-Ed. Koby, p. 478 (1964)					
Soyons	9	1,52 — 1,75	1,63		
La Vache	13	1,55 — 1,65	1,60		
Lab. Préhist. Bx : coll. de comparaison		1,60		1,05	0,65
		1,60		1,10	0,68
		1,70		1,20	0,70
<i>Alopex lagopus</i> actuels					
M. BOULE, p. 69 (1927)		1,36		0,95	0,69
F.-Ed. Koby, p. 3 (1959)		1,27			
		1,40			
		1,35			
<i>Alopex lagopus</i> fossiles					
M. BOULE, p. 69 (1927)		1,30		0,93	0,71
F.-Ed. Koby (1959)					
La Vache, p. 3		1,41			
Tayngen, p. 6	9	1,33 — 1,50			
Lab. Préhist. Bx : coll. de comparaison		1,55		1,15	0,74
		1,50		1,05	0,70
<i>Vulpes</i> sp.					
Duruthy (C IV)		1,40		1,00	0,71

Dimensions en centimètres

n. : nombre de pièces mesurées

d.m.d. : diamètre mésio-distal

Le Renard commun et le Renard polaire sont quelquefois présents ensemble dans un même gisement préhistorique. A Duruthy, tous les restes que nous venons d'énumérer n'ont pu être rapportés avec certitude au Renard commun, mais ils sont en général de grande taille et il est vraisemblable que l'espèce commune est la mieux représentée.

Fragments proximaux de radius :

	Largeur maximum en cm	Diamètre antéro-postérieur maximum en cm
Duruthy		
Magdalénien VI (C V)	0,98 +	0,65 +
Azilien (D I)	1,19	0,72
Azilien (C II)	1,23	0,77
Renards communs actuels (collection de comparaison du Laboratoire de Préhistoire de la Faculté des Sciences de Bordeaux)	1,09 1,05 1,15	0,69 0,70 0,76

Cubitus :

	Hauteur maximum de l'articulation en cm
Duruthy Azilien (D I)	1,20
Renards communs actuels (collection de comparaison du Laboratoire de Préhistoire de la Faculté des Sciences de Bordeaux)	1,19 1,25 1,20

Carnassière inférieure droite :

De nombreux auteurs ont publié des travaux concernant la mandibule et plus particulièrement la carnassière des Renards en vue de prouver, le cas échéant, la présence dans les gisements soit de *Vulpes vulpes*, soit d'*Alopex lagopus*. Nous avons groupé les différentes mesures données par ces auteurs : M. PAULUS (1947), M. BOULE (1927) et F. Ed. KOBY (1959 et 1964), dans le tableau II. Le diamètre mésio-distal maximum de la carnassière de Duruthy, 1,4 cm, semblerait indiquer un renard polaire. En effet, chez les Renards fossiles, l'espèce commune ne présente pas de carnassière ayant un diamètre mésio-distal aussi faible : la plus petite M1 mesurée provenant de Soyons (Ardèche) a une lon-

gueur de 1,52 cm alors qu'il n'est pas rare de rencontrer des carnassières de Renard polaire ayant un diamètre mésio-distal d'environ 1,4 cm.

D'autre part, une des caractéristiques de la série des arrière-molaires inférieures du Renard polaire est d'avoir une partie tranchante (deux premiers lobes de la M1) proportionnellement plus développée que la partie broyante (talon de la M1 plus les deux tuberculeuses). Nous avons adapté cette observation à l'étude de la M1 seule. Pour cela, nous avons calculé le rapport : diamètre mésio-distal des deux premiers lobes de la carnassière/diamètre mésio-distal maximum de la carnassière. Ce rapport est plus faible chez le Renard commun, 0,62 à 0,70, que chez le Renard polaire, 0,69 à 0,74. La valeur trouvée pour la carnassière de Duruthy, 0,71, indique une M1 de Renard polaire.

L'Isatis serait donc présent à Duruthy, mais la majorité des restes de Renard doit être rapportée à l'espèce commune *Vulpes vulpes*. Ainsi, à Duruthy comme au Morin [Gironde] (F. DELPECH, 1967), les deux espèces de Renard coexistaient au Magdalénien VI.

ORYCTOLAGUS CUNICULUS L.

Le Lapin sauvage

Magdalénien VI :

1 rotule.

MICROTUS ARVALIS-AGRESTRIS ?

Les Campagnols

Magdalénien VI :

1 humérus ;
1 fémur.

Azilien :

2 incisives.

Ces pièces ont appartenu à des individus de la taille du Campagnol des champs ou du Campagnol agreste ; nous ne pouvons apporter plus de précisions.

HOMO SAPIENS L. — L'Homme

L'homme est représenté dans la couche azilienne par une première incisive inférieure gauche assez usée (pl. II, fig. 8).

7 tarsométatarsiens :

3 fragments proximaux ;

4 fragments distaux ;

7 phalanges.

Les pièces les mieux conservées sont représentées pl. III, fig. 2 à 6.

AQUILA FULVA L. — L'Aigle fauve

GRUS PRIMIGENIA M.E. — La Grue primitive

Magdalénien VI :

1 portion proximale de fémur (pl. III, fig. 1).

Magdalénien VI :

4 tibias :

1 fragment proximal (pl. III, fig. 7) ;

3 fragments distaux (pl. III, fig. 8, 9 et 10).

Ces tibias ont été sectionnés intentionnellement par l'homme qui en a utilisé les diaphyses. Deux fragments, l'un proximal, l'autre distal, provenant du carré C V ont très certainement appartenu au même os.

NYCTEA NIVEA L. — Le Harfang

Magdalénien VI : 28 pièces :

1 os coracoïdien ;

8 humérus :

2 fragments proximaux ;

6 fragments distaux ;

5 fragments distaux de tibias ;

Si ces échantillons présentent les particularités observées sur le tibia de Grue cendrée actuelle, ils sont de taille bien supérieure. Or, A. MILNE-EDWARDS attribue une portion inférieure recueillie dans la grotte des Eyzies (Dordogne) par E. LARTET à une Grue de très grande taille qu'il nomme *Grus primigenia* (A. MILNE-EDWARDS, 1867, t. II, p. 33). Il ne semble pas douteux que les pièces de Duruthy appartiennent à la même espèce.

	DURUTHY			LES EYZIES (M.E. t. II, p. 34)	<i>Grus cinerea</i> (Lab. de Préhist. : collection de comparaison)
	C V	D IV	C IV		
Largeur de l'extrémité proximale	2,40				2.05
Largeur de l'extrémité distale	2,60	2,40	2,50	2,50	1.90
Largeur de la gorge intercondylienne post. . .	1,80	1,60	1,65	1,80	1.35
Largeur, face externe, de l'extrémité inf. . .	2,35	2,15	2,30	1,90	1.35
Largeur, face interne, de l'extrémité inf. . .	2,40	2,2 +	2,35	2,40	1.70

Dimensions en centimètres
post. : postérieure
inf. : inférieure

PYRRHOCORAX ALPINUS Vieill. — Le Chocard

Magdalénien VI :

- 1 fragment d'humérus (pl. III, fig. 11);
- 1 fragment de cubitus (pl. III, fig. 12).

TURDUS MERULA L. — Le Merle noir

Magdalénien VI :

- 1 cubitus.

SALMO SALAR L. — Le Saumon

Magdalénien VI :

- 1 vertèbre (pl. III, fig. 13).

Cette pièce, de grande taille, présente sur ses faces latérales des travées osseuses formant un réseau compliqué et enchevêtré qui semble bien caractéristique des vertèbres de Salmonidés.

TABLEAU III
ABRI DURUTHY

	MAGDALENIEN VI		AZILIEN	
	n	%	n	%
Artiodactyles ruminants :				
<i>Rangifer tarandus</i> L.	2 576	68,11	15	22,38
<i>Cervus elaphus</i> L.	707	18,69	33	49,25
<i>Capreolus capreolus</i> L.	2	0,05	2	2,98
<i>Bos primigenius</i> Boj. et <i>Bison priscus</i> Boj.	325	8,59	1	1,49
<i>Capra ibex</i> L.	10	0,26	1	1,49
<i>Rupicapra rupicapra</i> L.	3	0,07		
Artiodactyles non ruminants				
<i>Sus scrofa</i> L.	1	0,02	2	2,98
Perissodactyles				
<i>Equus caballus</i> L.	99	2,61	7	10,44
Carnivores				
<i>Ursus</i> sp.	4	0,10		
<i>Canis lupus</i> L.	11	0,29	1	1,49
<i>Vulpes</i> sp.	6	0,15	5	7,46
Lagomorphes				
<i>Oryctolagus cuniculus</i> L.	1	0,02		
Rongeurs				
<i>Microtus</i> sp.	3		2	
Oiseaux				
<i>Aquila fulva</i> L.	1	0,02		
<i>Grus primigenia</i> M.E.	4	0,10		
<i>Nyctea nivea</i> B.	28	0,74		
<i>Pyrhocorax alpinus</i> V.	2	0,05		
<i>Turdus merula</i> L.	1	0,02		
Poissons				
<i>Salmo salar</i> L.	1	0,02		
Total des restes sans tenir compte des rongeurs	3 782		67	

n : nombre de restes
% : pourcentage par rapport au total des vestiges déterminés

ÉTUDE DES ASSOCIATIONS

Elle nous permet d'avancer quelques hypothèses sur le climat du Magdalénien VI et de l'Azilien de Duruthy.

Sur le tableau III, nous avons porté pour chaque animal (1) le nombre total de restes et le pourcentage par rapport au total des vestiges déterminés.

Magdalénien VI.

Ce sont les espèces froides qui sont majoritaires. Le Renne (60 % de Rennes de toundra et 40 % de Rennes de forêt) représente à lui seul 68,11 % de la faune ; le Renard polaire (1 seul reste) et le Harfang (28 échantillons) se placent climatologiquement à ses côtés. D'autres espèces s'accommodant aisément de conditions peu clémentes sont présentes ; il s'agit du Cheval, 99 restes (2,61 %) et du Bison ; ce dernier représente environ 80 % des restes de Bovinés, soit 6,87 % de l'ensemble de la faune. La présence du Bœuf primitif, 1,72 % environ, indiquerait pourtant une amélioration des conditions climatiques. En effet, si le Bison peut vivre sous un climat rigoureux, le Bœuf ne pouvait supporter des températures très basses (H.-G. STEHLIN, 1933, p. 132). Le Chamois et le Bouquetin (3 et 10 restes respectivement), proches de leur habitat montagneux, n'apportent guère de précisions climatiques. Le Cerf qui ne supporte pas des conditions trop rigoureuses est assez fortement représenté : 18,70 %. Quelques rares chevreuils et sangliers ont vécu à ses côtés.

Cette association, bien qu'indiquant des conditions rudes, semble montrer l'amorce du réchauffement postglaciaire. On sait, en effet, qu'un peu de chaleur et d'humidité est nécessaire au développement de la forêt. Or, le Cerf et bien entendu le Renne de forêt ne pouvant vivre qu'au sein d'un milieu boisé, le Magdalénien VI de Duruthy correspond donc, dans son ensemble, à une période relativement humide.

Azilien.

Le Cerf prédomine (49,25 %), le Renne n'ayant livré que 15 pièces, soit 22,38 % de l'ensemble. Le Cheval est présent : 7 échantillons (10,44 %) ainsi que le Sanglier et le Chevreuil (ces deux derniers ayant livré 2 restes chacun). Une première phalange est attribuable à un grand Bovidé.

Au cours des fouilles effectuées en 1966, R. ARAMBOUROU subdivisa la couche azilienne en deux niveaux, 3a et 3b. Dans le niveau inférieur 3b, Le Cerf représente 47,36 % de la faune et le Renne 26,31 %. Dans le niveau supérieur 3a, il n'y a plus que 13,33 % de Renne alors que le pourcentage de Cerf a augmenté, 60,00 % (tabl. IV). On note donc une évolution très sensible de la faune au cours de la période correspondant à l'Azilien.

(1) Nous n'avons pas tenu compte des rongeurs dans le calcul des pourcentages car ils proviennent de pelotes de réjection de rapaces : ils ne font donc pas partie du gibier de l'homme paléolithique.

TABLEAU IV
ABRI DURUTHY : AZILIEN

	Niveau supérieur : 3b		Niveau inférieur : 3a	
	n	%	n	%
Artiodactyles ruminants				
<i>Rangifer tarandus</i> L.	5	26,31	2	13,33
<i>Cervus elaphus</i> L.	9	47,36	9	60,00
<i>Capreolus capreolus</i> L.	1	5,26	1	6,66
<i>Capra ibex</i> L.			1	6,66
Artiodactyles non ruminants				
<i>Sus scrofa</i> L.			1	6,66
Carnivores				
<i>Canis lupus</i> L.	1	5,26		
<i>Vulpes</i> sp.	3	15,78	1	6,66
Rongeurs				
<i>Microtus</i> sp. ?			2	
Total des restes sans tenir compte des rongeurs	19		15	

Conclusions :

La couche qui fournit les industries du Magdalénien VI se serait formée pendant une période assez froide, mais le nombre relativement important de restes appartenant au Cerf et au Renne de forêt indiquerait qu'un radoucissement climatique est en cours.

Durant le dépôt du niveau azilien, l'évolution

de la faune est très rapide, la température augmente vraisemblablement vite.

Cependant, entre les faunes magdalénienne et azilienne, la répartition des espèces se modifie brusquement ; le Renne qui prédominait très nettement dans le Magdalénien devient minoritaire, le Cerf prenant soudainement une très grande importance. Il y a donc un hiatus dans l'évolution de la faune qui pourrait correspondre à une période non représentée à l'abri Duruthy.

PLANCHE II

1. Métatarsien, fragment distal, face antérieure.
Type *Bos*. Duruthy, carré D V. Magdalénien VI
2. Métatarsien, fragment distal, face antérieure.
Type *Bison*. Duruthy, carré B VI. Magdalénien VI
3. 4. *Ursus spelaeus* Rosenm. ?
3. Troisième phalange. Duruthy, carré A XIV. Magdalénien VI.
a - face latérale
b - face supérieure
4. Troisième incisive inférieure, face linguale. Duruthy, carré A XXI. Magdalénien VI.
5. 6. 7. *Ursus* sp.
Premiers cunéiformes
5. Duruthy, carré D IV. Magdalénien VI.
6. Duruthy, carré C IV. Magdalénien VI.
7. Grotte XIII (Dordogne). Remanié.
8. *Homo Sapiens*
Incisive inférieure. Duruthy, carré D I. Azilien
a - face linguale
b - face distale

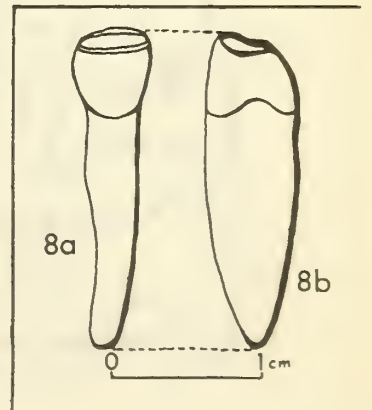
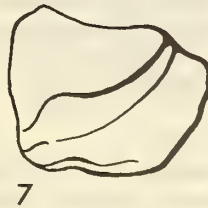
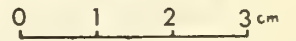
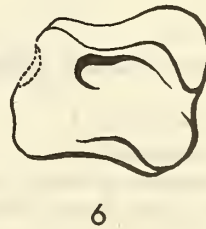
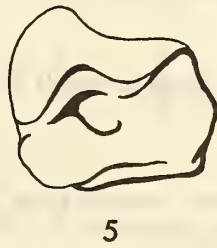
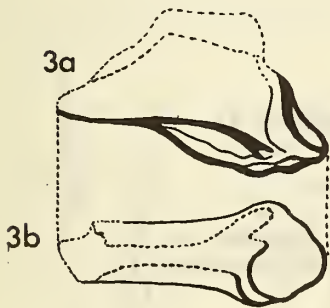
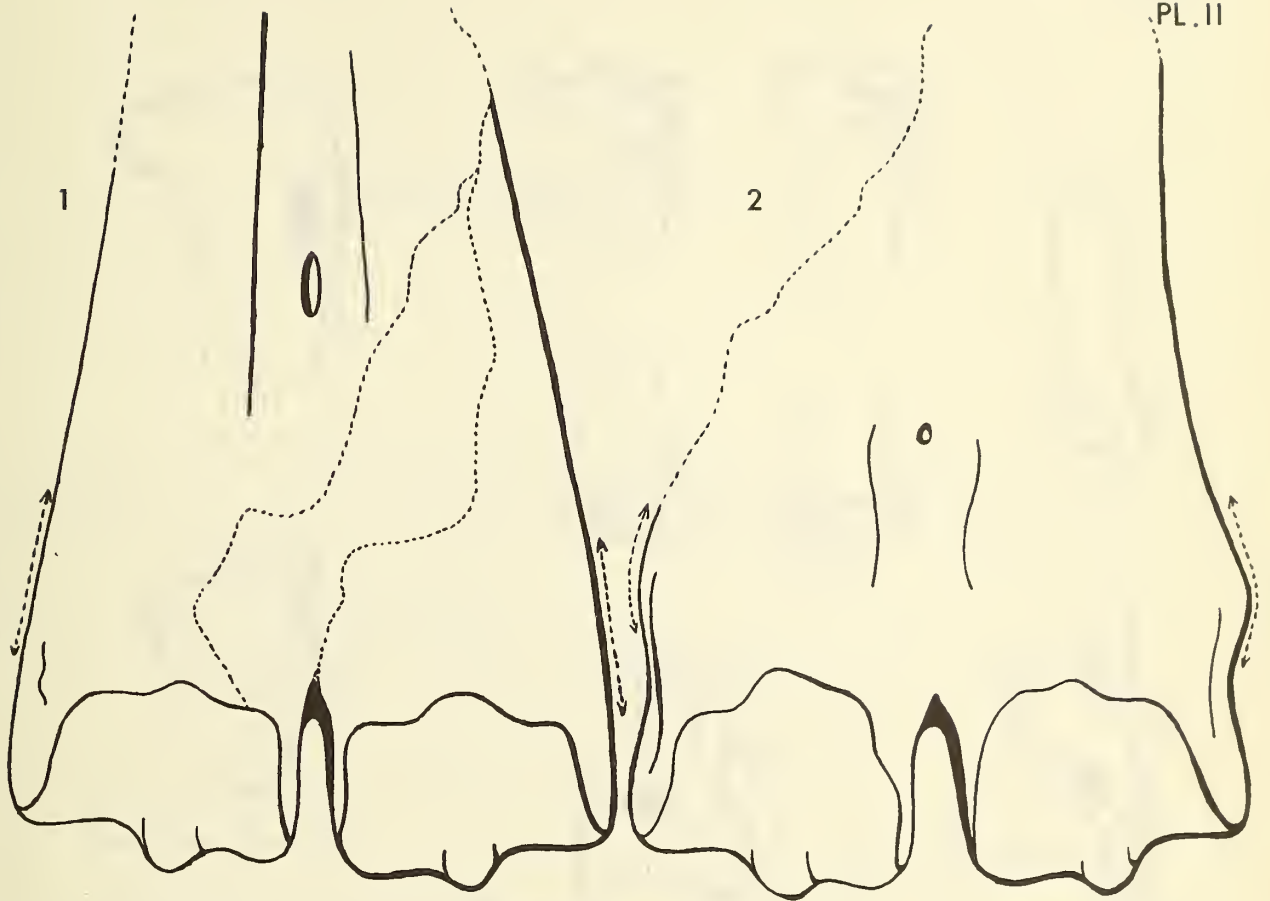


PLANCHE III

1. *Aquila fulva* L.

Fémur, fragment proximal. Duruthy, carré D IV. Magdalénien VI

2. 3. 4. 5. 6. *Nyctea nivea* L

Tarsométatarsiens

2. 3. Fragments proximaux. Duruthy, carrés C IV et D IV. Magdalénien VI

4. 5. 6. Fragments distaux. Duruthy, carrés D V, A XIV et D III. Magdalénien VI

7. 8. 9. 10. *Grus primigenia* M.E.

Tibias

7. Fragment proximal, face supérieure. Duruthy, carré C V. Magdalénien VI

8. 9. 10. Fragments distaux. Duruthy, carrés D IV, C V et C IV. Magdalénien VI

a - face antérieure

b - face inférieure

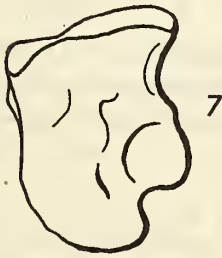
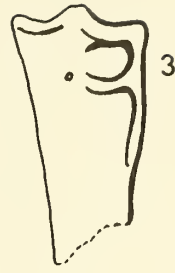
11. 12. *Pyrrhocorax alpinus* Vieill.

11. Humérus, fragment distal. Duruthy, carré C IV. Magdalénien VI.

12. Cubitus, fragment proximal. Duruthy, carré C IV. Magdalénien VI.

13. *Salmo salar* L.

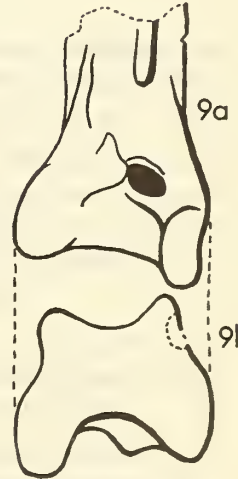
Vertèbre, face latérale. Duruthy, carré A IX. Magdalénien VI



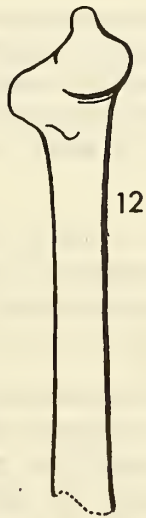
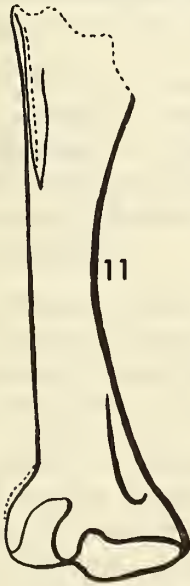
0 1 2 3 cm



8b

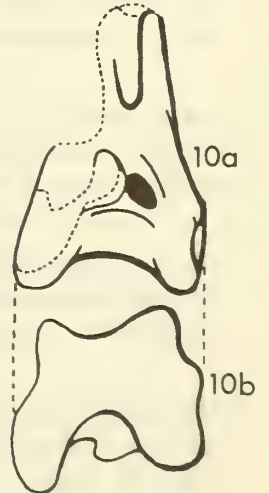


9b



13

0 1 cm



10a

10b



BIBLIOGRAPHIE

- BANFIELD (A.W), 1951. — The barren ground caribou. *Canada department of resources and developments*, Ottawa, 51 p.
- BOESSNECK (J.), JEQUIER (J.P.) et STAMPFLI (H.R.), 1963. — Seeberg, Burgäschisee Süd, Teil 3, Die Tierreste. *Acta Bernensia*, Verlag Stämpfli et Cie, Bern.
- BOUCHUD (J.), 1959. — Essai sur le Renne et la climatologie du Paléolithique moyen et supérieur. *Thèse de doctorat*, Paris.
- BOULE (M.) et VILLENEUVE (L. DE), 1927. — La grotte de l'observatoire à Monaco. *Archives de l'Institut de Paléontologie humaine*, Mémoire 1, 16 fig., 27 pl. h.t.
- DELPECH (F.), 1967. — Recherches paléontologiques concernant quelques gisements du Magdalénien VI : Station de la Gare de Couze (Dordogne), du Morin (Gironde) et de Duruthy (Landes). *Thèse de troisième cycle*, Bordeaux.
- DUBOIS (A.) et STEHLIN (H.-G.), 1933. — La grotte de Cotencher, station moustérienne. *Mémoires de la Société paléontologique suisse*, vol. 52-53, 292 p., 37 fig. 15 pl.
- GROMOVA (V.), 1949. — Histoire des chevaux (genre *Equus*) de l'ancien monde (1^{re} partie). Revue et description des formes. *Trav. Inst. Paléontol.*, Acad. Sci. U.R.S.S., 17, n° 1. Trad. Pietresson de Saint-Aubin, 1955 ; *Annales du Centre d'études et de documentation paléontologiques*, 1955, n° 13.
- KOBY (F.-Ed.), 1964. — La faunule de la grotte de Nérons à Soyons (Ardèche). Miscelanea en homenaje al abate Henri Breuil. *Instituto de Prehistoria y Arqueologia*, Barcelona, p. 473-486, 2 pl.
- KOBY (F.-Ed.), 1959. — Les renards magdaléniens de La Vache. *Bulletin de la Société préhistorique de l'Ariège*, t. XIV, 10 p., 7 tabl.
- MILNE-EDWARDS (A.), 1867. — Recherches anatomiques et paléontologiques pour servir à l'histoire des oiseaux fossiles de la France. 2 vol. de texte, 2 vol. de planches. Victor Masson et Fils, Paris.
- MOURER-CHAUVIRE (C.), 1962. — Les gisements fossilifères de Châtillon-Saint-Jean (Drôme). *Thèse de troisième cycle*, Lyon.
- OLSEN (S.J.O.), 1960. — Post cranial skeletal characters of *Bison* and *Bos*. *Peabody Museum*, Cambridge, Massachussets, U.S.A., 24 fig.
- PAULUS (M.), 1947. — Etude sur la faune quaternaire de la vallée inférieure du Gard et du Gardon. *Bulletin du Museum d'Histoire naturelle de Marseille*, t. VII, n° 1.
- PRAT (F.), 1957. — Sur la discrimination des phalanges antérieures et postérieures d'Equidés. *P.V. de la Société linnéenne de Bordeaux*, vol. 97, 4 p., 8 fig.
- SKUNCKE (F.), 1952. — Über Zahnenwicklung und Zahnenbnutzung beim Rentier, verglichen mit denen bei einigen anderen Cerviden. *Arkiv för Zoologi*, Band 4. Häfte 1. Stockholm, p. 1-43. 18 fig.

ACHEVÉ D'IMPRIMER
LE 20 FÉVRIER 1969
SUR LES PRESSES DE
L'IMPRIMERIE
GUY DUCROS
44, RUE DE MADRID
B O R D E A U X
(FRANCE)



ACTES
DE LA
SOCIÉTÉ LINNÉENNE
DE BORDEAUX

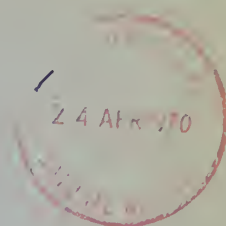
FONDÉE LE 25 JUIN 1818
et reconnue comme établissement d'utilité publique
par Ordonnance Royale du 15 juin 1828

**SUR L'ORIGINE
DU LITAGE DES COUCHES SÉDIMENTAIRES
ET SUR L'UTILISATION ÉVENTUELLE
DE CETTE STRUCTURE
DANS LA MESURE RELATIVE DU TEMPS**

M. GOTTIS

*Laboratoire de Géologie dynamique,
Faculté des Sciences - Bordeaux.*

Hôtel des Sociétés Savantes
71, Rue du Loup
BORDEAUX



ACTES DE LA SOCIÉTÉ LINNÉENNE DE BORDEAUX

SEANCE DU 5 OCTOBRE 1968

24 AVR 1970

Sur l'origine du litage des couches sédimentaires et sur l'utilisation éventuelle de cette structure dans la mesure relative du temps

par M. GOTTIS

Laboratoire de géologie dynamique,
Faculté des Sciences, Bordeaux.

Depuis les débuts du développement des sciences de la terre, la superposition des strates a été interprétée comme la traduction de phénomènes sédimentaires successifs. Ce postulat a servi de fondement à la géologie stratigraphique et donc historique, si bien que le titre de cette communication peut paraître au premier abord une lapalissade.

Cependant, devant l'irrégularité de l'enregistrement du temps dans les phénomènes sédimentaires, la structure fondamentale qu'est la strate n'a été considérée que comme un accident ne répondant pas à un déterminisme précis ; seules les varves glaciaires depuis les travaux de GEER (1940) ou les « laminites » lacustres (MINDER, 1938 ; DANGEARD, 1953) ou encore les tangues et dépôts feuilletés laguno-marins ont été interprétés et utilisés comme index chronologiques liés, les uns aux rythmes saisonniers annuels, les autres, soit aux cycles lunisolaires responsables des marées de mortes eaux et de vives eaux, soit aux cycles solaires de onze ans (KORN, 1938).

Parmi les types de critères qui ont retenu l'attention des chercheurs se situent :

I. — L'assemblage des restes fossiles susceptible :

1. De caractériser certains milieux anciens ;
2. Mais surtout, s'appuyant sur le thème général de l'évolution, de fournir des éléments de datation rela-

tive d'un horizon ou d'une formation complexe, ainsi s'est individualisée la biostratigraphie avec ses zones, hemera, etc.

II. — Le mode de succession et les rapports hori-

zontaux et verticaux des unités lithographiques observées. Cette lithostratigraphie comparée a conduit, soit à développer des corrélations dont les aboutissements tiennent lieu d'identification, soit à la construction de cartes thématiques diverses : cartes de variations de faciès, de variations d'épaisseur d'un horizon déterminé, cartes structurales en courbes hypsométriques, etc.

Petit à petit cependant, et en dehors de tout souci de précision stratigraphique, s'est manifestée la nécessité de développer à la fois :

a) Une recherche épistémologique relative à la structure, à la nature et à la texture des sédiments : la stratonomie ;

b) Une étude phénoménologique liée aux faits évoqués : ainsi est née la sédimentologie.

Deux voies d'exploration ont été parallèlement empruntées pour cerner le problème de la stratification.

Dans l'un des cas l'individualisation du plan de stratification et le changement de nature de strate ont

été les caractères contraignants de la recherche. Les causes climatiques (VORTISCH, 1930 ; TRASK, 1937 ; GIGNOUX, 1950 ; BRUCKNER, 1951-1953), tectoniques [PRUVOST, 1930⁽¹⁾, WELLER, 1930-1931 ; BORN, 1936 ; BERSIER, 1950-1951 ; VASSOEVICH, 1950 ; CAROZZI, 1951-1954-1955 ; MANGIN, 1962] ont été tour à tour évoquées et controversées (HALLAM, 1961).

Les mécanismes envisagés pour la mise en place des strates relèvent, pour différents auteurs :

a) Soit de la dynamique de la phase aqueuse et correspondent alors aux notions de profil d'équilibre (BARREL, 1917) ou de surface mécanique d'équilibre (DREYFUSS, 1953) ou encore de surface d'équilibre chimique (WEPFER, 1926) ;

b) Soit de propriétés mécaniques de la vase et font appel au tassement (VAN DER HEIDE, 1948) ou à l'écoulement de celle-ci le long des pentes océaniques. LOMBARD (1956) a ainsi souligné l'importance des phénomènes de déplacements horizontaux par avalanches, glissement ou reptation des sédiments selon leur « poids géologique » sur le fond marin.

Le deuxième thème, objet d'intérêt, a été celui de l'évolution des caractères de la sédimentation au sein d'unités sédimentaires complexes et d'ordre supérieur. Suivant la démarche analytique de P. PRUVOST, 1930 (p. 555), de très nombreuses études ont été développées dans cette optique. Elles ont conduit, dès 1951, A. LOMBARD et al. à l'analyse séquentielle alors liée au postulat du cycle transgression-régression. Cette technique est aujourd'hui universellement répandue.

Tout récemment, Cl. ALLÈGRE (1964) a tenté d'établir une logique mathématique des séries sédimentaires en dégagant statistiquement une certaine tendance à l'ordonnancement des faits définissant une « entropie ».

Si les travaux entrepris ont grandement fait progresser nos connaissances sur la collection des faits soumis à notre investigation, les résultats acquis dans le domaine de la recherche factorielle laissent insatisfait et la logique structurale des dépôts pose toujours un problème irritant.

Il est, en effet, évident que chaque point de vue exprimé représente une facette d'un phénomène éminemment complexe. Certains sédiments ont bien la « propriété de s'écouler en fonction des pentes des fonds océaniques et de s'accumuler en nappes ». Certaines figures en attestent : granoclassement, contournement de bancs ou microplissement correspondant dans certains cas aux *Cancellophycus* (GOTTIS, 1966-1967) mais bien des dépôts stratifiés ne montrent aucune structure interne permettant de penser à leur mise en place par reptation. La surface de discontinuité séparant deux couches successives peut alors, effectivement, être liée :

a) A une surface d'équilibre chimique contrôlant, par exemple, le dépôt de calcaire. Un tel plan sédi-

mentaire portera généralement la trace des corrosions dues aux modifications des conditions physico-chimiques du milieu ;

b) A une surface ou un profil dynamique d'équilibre des phases aqueuses et vaseuses, ainsi en attestent les marques de courant ou d'ondes stationnaires. Malgré leur fréquence, les surfaces de discontinuités ne représentent que l'expression de seuils accidentant une évolution la plupart du temps de caractère continu mais de polarité oscillante. Il peut en effet y avoir succession progressive de faciès de couche à couche sans discontinuité.

L'interprétation séquentielle peut, par ailleurs, présenter des solutions opposées quant à la signification des phénomènes enregistrés par la sédimentation : tout repose sur le choix de l'ordre relatif des éléments de la série virtuelle. Au sein d'une succession alternante marnocalcaire, la dérive progressive de la teneur minimale en calcaire des couches vers des valeurs de plus en plus élevées, peut traduire non pas une évolution vers des conditions plus marines, mais vers un climat marin plus favorable au dépôt de calcaire. Plusieurs facteurs peuvent être à l'origine de ce phénomène, soit que la zoneographie climatique en surface ait subi une évolution analogue, soit que le comblement progressif du bassin ait pour effet de modifier le climat » sur le fond, soit encore que les tendances positives du substratum ajoutent leur effet aux précédents (GOTTIS, 1957-1964).

L'auteur, suivant des préoccupations déjà anciennes, mais maintes fois exprimées jusqu'à ces dernières années (MANGIN, 1962 ; BARREL, 1917) est depuis longtemps frappé par le caractère périodique de la stratification en général et aux diverses échelles de l'observation. Ce caractère singulier a paru susceptible de traitement par l'analyse harmonique (H. LABROUSTE, 1943). Dans l'optique des recherches de Cl. ALLÈGRE, il serait possible d'établir une logique de chaque succession. Ce fait mis en évidence a paru, d'autre part, offrir une voie de recherche beaucoup plus prometteuse. Il existe, en effet, dans la nature des phénomènes périodiques qui conditionnent tout ou partie de la dynamique à la surface comme au sein de notre globe ; une riche gamme de ceux-ci sont connus grâce aux recherches mises en œuvre depuis fort longtemps dans les domaines de la

(1) PRUVOST (P.), 1930. — Le Phénomène de subsidence s'est manifesté clairement dans n'importe quel bassin sédimentaire marin ou lacustre pourvu que celui-ci ait eu quelque durée. On en retrouve la trace incontestable au « toit » des veines de houille ; mais il est permis de se demander si les remaniements à la surface des bancs durcis dans la craie (meules, tunes, chalk rocks), si les niveaux à nodules phosphatés des marnes jurassiques, et même tout simplement les alternances des lits calcaire et marneux du Lias où les délits impurs séparant les bancs d'un massif calcaire homogène, ne sont point, au même titre que les « toits » la marque de ces mouvements d'affaissements.

mécanique céleste et de la physique du globe. Maurice GIGNOUX, dès 1950, n'a pas hésité à écrire : « Ce serait aux astronomes à nous expliquer les variations rythmiques des climats, cause générale et profonde des rythmes sédimentaires. » Il est possible de rechercher l'analogie de courbes synthétiques (comparables à celles construites par MILANKOVITCH, 1938, ou de WOERKON, 1953, pour le Quaternaire) intégrant la superposition de phénomènes périodiques naturels d'échelle différente avec les courbes de l'évolution des caractères stratonomiques.

Cette démarche est, semble-t-il, susceptible d'apporter des enseignements du plus haut intérêt sur l'origine des phénomènes sédimentaires enregistrés (climat « s-l » tectonique. Elle peut aussi par réciprocity de l'information fournir une base chronologique solide à l'analyse historique. Il n'est pas interdit, dès lors, d'envisager d'apporter à l'astronomie de précieux matériaux remontant à plus d'un milliard d'années.

Combien n'est-il pas tentant de voir dans une courbe lithologique d'une série mésozoïque pélagique l'enregistrement :

a) De l'effet climatique direct de l'un des mécanismes astronomiques de périodicité courte et matérialisé par le tic-tac de banc à banc. Une récente publication de M^{lle} NOËL (1968) sur la série alternante du Barrémien vocontien souligne l'importance du contrôle climatique sur la genèse de cette succession.

b) De phénomènes plus complexes liés au couple

subsidence sédimentation ; ceux-ci sont contrôlés par des périodicités généralement plus longues d'expressions régionales se traduisant par des séquences à plusieurs termes (cyclothèmes et rythmes majeurs définissant des formations). Le caractère symétrique ou asymétrique des courbes figuratives de ces rythmes, le sens de l'évolution séquentielle aux diverses échelles doit permettre d'en préciser les circonstances génétiques.

Ainsi dans le domaine de la stratonomie, l'analyse scalaire pose des problèmes délicats : les relations apparentes des niveaux d'organisation d'un corps sédimentaire peuvent induire une démarche erronée. L'enregistrement des phénomènes intéressant l'environnement immédiat offre, en effet, presque toujours une intensité supérieure à celle des actions d'échelle géonomique ou cosmique. Celles-ci peuvent n'apparaître, sur le plan local, que comme un bruit de fond. Le critère déterminant le choix d'une échelle phénoménologique doit être la nature extensive des paramètres correspondants plutôt que leur caractère intensif. L'établissement d'une logique des divers enchaînements de l'harmonie sédimentaire doit conduire à une interprétation factorielle des expressions graphiques traduisant la dynamique de la sédimentation. Le filtrage des informations ne peut être que quelque efficience qu'à la suite d'une telle démarche.

Dans une publication ultérieure, l'auteur espère pouvoir développer les résultats de recherches d'équipe sur ce thème et présenter quelques exemples d'interprétation de séries concrètes.

BIBLIOGRAPHIE

- ALLARD (H.A.), 1948. — Length of day in the climates of past geological eras. *Vernalization and Photoperiodism*, A.E. Murneeks and R.O. Whyte, Waltham.
- ALLÈGRE (Cl.), (1964). — Vers une logique mathématique des séries sédimentaires. *B.S.G.F.*, (7), t. VI, p. 214.
- ARRHENIUS, 1952. — Zone eupélagique de la région tropicale orientale du Pacifique. *Reports Swedish Deep Sea Exp.*, 5, 1.
- BARREL (J.), 1917. — Rythms and the measurement of geologic time. *Bull. Geol. Soc. America*, vol. 28, p. 745-1904.
- BERNARD (E.A.), 1962. — Le caractère tropical des paléoclimats. *Mem. Acad. roy. Sci. d'outre-mer, cl. des Sc. nat. et Méd.*, XIII, 6, 60 p., Bruxelles.
- BERNARD (E.A.), 1962. — Théorie astronomique des fluviaux et interfluviaux du Quaternaire africain. *Mem. Acad. roy. Sci. d'outre-mer, cl. des Sc. nat. et méd.*, XII, 1, 232 p., Bruxelles.
- BERNARD (E.A.), 1963. — Le rayonnement thermique des latitudes et la validation de la théorie astronomique des glaciations quaternaires (pre-print).
- BERSIER (A.), 1950. — Les sédimentations rythmiques synorogéniques de l'avant-fosse molassique alpine. *Inter. geol. congress, Proceedings of section C*, p. 83-98.
- BERSIER (A.), 1951. — La sédimentation cyclique de type molassique paralique en fonction de la subsidence continue. *Sédimentation et Quaternaire*. Bordeaux, 1951, p. 9-15.
- BIRKELAND (B.J.), 1937). — De l'exactitude des moyennes de plusieurs années. *La Météorologie*, mars-avril 1937, p. 131-135.
- BODGANOV (K.T.), MAGARIK (V.A.), 1967. — Numerical solution of the distribution problem for the semidiurnal tidal waves (M₂ et S₂) in the World ocean. *Doklady Akad. Sc. U.S.S.R.*, vol. 172, p. 7-10.
- BOLLINGER (C.J.), 1950. — Planetary sun tide, origin of climatic cycles in South central U.S.A. *C.R. Congr. Int. geogr.*, Lisbonne, 1949, t. II, sect. I et II, p. 529-534.
- BORN (A.), 1936. — Periodizität epirogener krustenbewegungen. *16th Int. geol. Congress*, report 1, p. 169-189.
- BRAMLETTE (M.), 1961. — Pelagic sediments in oceanography. *Washington D.C. Amer. Ass. Adv. Sc.*, p. 345-366.
- BRUCKNER (W.D.), 1951. — Lithologische studien und zyklische sedimentation in der helvetischen zone der schweizeralpen. *Geol. Rundschau*, 39, p. 196-212.
- BRUCKNER (W.D.), 1953. — Cyclic calcareous sedimentation as an index of climatic variations in the past. *Journ. Sed. Petrol.*, vol. 23, p. 235-237.
- CAROZZI (A.), 1951. — Causes tectoniques et causes climatiques dans la sédimentation helvétique. *Arch. Sc. Genève*, p. 439-442.
- CAROZZI (A.), 1953. — Données micrographiques sur le Crétacé supérieur helvétique. *Bull. Inst. Nat. Genève*, p. 75-150.
- CAROZZI (A.), 1954. — Tektonik und zyklische sedimentation in der helvetischen, zone der schweizer alpen. *Geol. Rundschau*, 42, p. 233-237.
- CAROZZI (A.), 1955. — Some remarks on cyclic calcareous sedimentation as an index of climatic variations. *Journ. Sed. Petrol.*, vol. 25, p. 78-79.

- CHOUBERT (B.), 1967. — Réflexions sur la finalité des mesures géochronologiques. *C.R. Somm. S.G.F.*, p. 355.
- DANGEARD (L.), 1953. — Les varves lacustres de Selune. *C.R. Soc. Geol. Fr.*, p. 227-228.
- DANGEARD (G.), 1934. — Adoucissement par sommation d'ordonnées. *La Météorologie*, mai 1934, p. 203-205.
- DELEAU (P.-C.), 1964. — Essai d'explication sur la mise en place d'une sédimentation rythmique. *C.R. Acad. Sc.*, t. CCLIX, p. 3301-3303.
- DREYFUSS (M.), 1952. — Une représentation graphique simple des sédiments marins ; fin de cycle et interruption de cycle. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXII, p. 119-130.
- DREYFUSS (M.), 1953. — La profondeur de formation des sédiments marins. son intérêt. utilisation des données mécaniques en vue de sa détermination. *Rev. Inst. Fr. Pétrole*, numéro spécial, p. 70-74.
- DREYFUSS (M.), 1953. — Essai d'interprétation du coefficient de subsidence. *B.S.G.F.* (6), t. III, p. 206-213.
- DREYFUSS (M.), 1954. — Les méthodes d'analyse et de représentation graphique des séries sédimentaires. *Ann. géol. Nord*, t. LXXIII, 18 mars, Lille.
- FEUILLÉE (P.), 1966. — Les formations crétacées entre les Aldudes et le Mendibelza (Pyrénées basques). *C.R. Acad. Sc.*, t. CCLXII, p. 1617-1620.
- GEER (G. de), 1940 — Geochronologia Guercia Principes. *Kg. Svensk. Vet. Akad. Hd.*, 18 (6).
- GEORGE (P.), 1947. — Un essai d'explication des périodes glaciaires. *C.R. Ann. Geogr.* p. 221.
- GIGNOUX (M.), 1950. — Sédimentation rythmique dans les plaines maritimes et au fond des mers. *C.R. Acad. Sc.*, t. CCXXX, p. 695-698.
- HALLAM (A.), 1961. — Origine des cycles mineurs de sédimentation carbonatée dans le Lias. Colloque sur le Lias français, 1960, *Mém. B.R.G. M.*, n° 4, p. 171-175.
- HEIDE (Van der S.), 1948. — Compaction as a possible factor in upper carboniferous rhythmic sedimentation. *Int. geol. Congr. rep.*, 18th session, Great Britain, p. 38-45.
- HEIDE (Van der S.), 1949. — La cyclicité dans le développement des niveaux marins du Carbonifère supérieur du Limbourg (Pays-Bas). *Mededel. Geol. Sticht.*, 5^e sér., n° 3, p. 41-54.
- GLANGEAUD (L.), 1962. — Les transferts d'échelle en géologie et géophysique. Application à la Méditerranée occidentale et aux chaînes péri-pacifiques. *B.S.G.F.*, (7) t. IV, p. 912-961.
- GLANGEAUD (L.), 1968. — Les méthodes de la géodynamique et leurs applications aux structures de la Méditerranée occidentale. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn.*, vol. X, fasc. 2, p. 83-135.
- GOTTIS (M.), 1957. — Contribution à la connaissance géologique du Bas-Languedoc. Thèse Fac. sc. Montpellier, 344 p., édit. Tex, Bordeaux.
- GOTTIS (M.), 1964. — Notice sur les titres et travaux scientifiques de M. Gottis, Bordeaux.
- GUBLER (Y.) et VATAN (A.), 1943. — Rythmes de sédimentation dans les zones de Nalzen du Pech de Foix et du Dreuilhe (Ariège) pendant les temps crétacés. *B.S.G.F.*, 13, p. 299-332.
- HEIM (A.), 1909. — Schichtung bei chemischen sedimenten. *Eclog. geol. Helv.*, vol. X, p. 739.
- HOLMES (A.), 1947. — The construction of a geological time scale. *Geol. Soc. Glasgow.*, t. II, vol. 21, p. 117-152.
- INMAN (D.L.), 1949. — Sorting of sediments in the light of fluid mechanics. *Journ. Sed. Petrol.*, vol. XIX, n° 2, p. 51-70.
- JOURNAUX (A.), 1953. — Phénomènes de sédimentation dans le bassin de la Selune. *Bull. Ass. Géogr. Fr.*, n° 231-232, p. 14.
- KORN (H.), 1938. — Schichtung und absolute Zeit. *Neues Jahrbuch f. Geol. u. Pal. Beil.* Bd Stuttgart, 74, A.
- KRUMBEIN (W.C.), 1948. — Lithofaciès maps and regional sedimentary stratigraphic analysis. *Bull. A.A.P.G.*, vol. XXXII, n° 10, p. 1909-1923.
- KUENEN (Ph. H.), 1941. — Major geological cycles. *Prov. Ned. Akad. Wetensch.* Amsterdam, vol. XLIV, p. 3-8.
- KUENEN (Ph. H.), 1946. — Rate and mass of deep-sea sedimentation. *Am. journ. Soc.*, vol. CCXLIV, p. 563-573.
- LABROUSTE (H.), 1943. — Analyse des graphiques résultant de la superposition de Sinusoïdes. *Presses universitaires de France.*
- LITCHKOV (B. L.), 1944. — Changes in the relief of the earth as related to its movements and energy balance contribution to a characteristic of geological space. *C.R. Ac. Sc. U.R.S.S., Doklady*, XLIV, n° 8, p. 336-339.

- LOMBARD (A.), GOTTIS (M.), JULLIAN (Y.), MAINGUY (M.), 1951. — Méthode d'étude et d'interprétation des séries à sédimentation calcaire prédominante. *Third World Petroleum Congress*, The Hague, 1951, sect. 1, p. 449-462, 7 fig.
- LUGEON (M.), 1909. — Remarque à propos de la communication de M. HEIM. *Eclogae geol. Helv.*, X, 1909, sur « Schichtung bei chemischen sedimenten », p. 740.
- MANGIN (J. Ph.), 1962. — Le flysch sediment climatique ? *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, p. 34.
- MILANKOVITCH (M.), 1930. — Mathematische klimalehre und astronomische theorie der klimaschwankungen. Hdb. klimat I.A. (cf. Hdb. Geophys., IX, 1938).
- MILANKOVITCH (M.), 1941. — Kanon der Erdbestrahlung. *Kgl. Serb. Akad.*, Belgrade.
- MINDER (L.), 1933. — Der Zürischzee als Eutrophierungsphänomen. *Geol. Meere Binnengew.*, 2.
- NOEL (D.), 1968. — Nature et genèse des alternances de marnes et de calcaires du Barrémien supérieur d'Angles (fosse vocontienne, Basses-Alpes). *C.R. Acad. Sc.*, t.CCLVI, p. 1223-1225.
- PANOV (D. G.), 1946. — On the origin and peridodicity in the glaciations of the earth. *C.R. (Doklady), Ac. Sc. U.R.S.S.*, 1946, LI, n° 5, p. 389-391.
- POUSTALOV (L. V.), 1954. — Etat actuel de l'étude de la sédimentation. *C.R. Congr. Géol. Intern.*, XIX^e Sess., Alger, 1952, sect. XIII, fasc. XIII, p. 171-192.
- PRUVOST (P.), 1939. — Sédimentation et subsidence. Livre Jubilaire P. FALLOT. *B.S.G.F.*, t. II, p. 544-564.
- RECH FROLLO, 1960. — Flysch et molasse. *B.S.G.F.* (7), t. II, n° 6, p. 752-757.
- RECH FROLLO, 1962. — Quelques aspects des conditions de dépôt du flysch. *B.S.G.F.* (7), t. IV, n° 1, p. 41-48.
- RECH FROLLO, 1964. — Nouvelles précisions sur les cordillères tirées de l'étude du Flysch. *C.R. Acad. Sc.*, t. CCLIX, p. 3304-3306.
- SANSON (J.), 1950. — Sur certaines variations de la température et des précipitations et de la pression en France au cours du XIX^e et de la première moitié du XX^e siècle. *C.R. Congr. Int. géogr.*, Lisbonne, 1949, t. II, sections I et II, p. 576-589.
- SCHWARZBACH (M.), 1963. — *Climates of the past. An introduction to paleoclimatology.* Librairie Van Nostrand Co Ltd, Londres, New York.
- SHEPARD (F. P.), 1963. — Thirty-five thousand years of sea Level. Essays in marine geology. *Un. of S., California.* p. 1-10.
- SHAPELEY (H.), 1953. — *Climatic change.* Cambridge Mass
- TRASK (P. D.), 1937. — Relation of salinity to the calcium carbonate content of marine sediments. *U.S. Geol. Surv. Prof. 186 N*, Washington.
- TRÉVISAN (V.), 1950. — Genèse des terrasses fluviales en relation avec les cycles climatiques. *C.R. Congr. Int. géogr.*, Lisbonne, 1948, t. II, sections I et II, p. 511-528.
- VASSOEVICH (N. B.), 1950. — Rhythmic sedimentation of flysch. *Intern. geol. congress. Proceedings of section C*, p. 82.
- VISSER (S. W.), 1947-1949. — Les taches solaires et la météorologie. *Ann. de géophys., Paris.* I, 3 (1947), p. 15-23 : II, 4 (1948) : III, 4 (1949).
- WELLER (J. M.), 1930. — Cyclical sedimentation of the Pennsylvanian period and its significance. *Journ. Geol.*, 38, p. 97-135.
- WELLER (J. M.), 1931. — The conception of cyclical sedimentation during the Pennsylvanian period. *Ill. State Geol. Surv. Bull.*, 60, p. 163-177.
- WEPFER (E.), 1926. — Ueber die Entstehung der Schichtung. *Monatsber. Deutsch. Geol. Ges.*, 78. Bd n° 3-5, p. 57-58. Berlin.

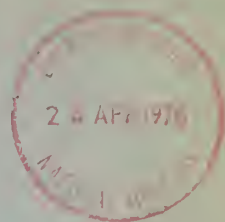


ACHEVÉ D'IMPRIMER
LE 25 JUIN 1969
SUR LES PRESSES DE
L'IMPRIMERIE
GUY DUCROS
44, RUE DE MADRID
B O R D E A U X
(FRANCE)

ACTES
DE LA
SOCIÉTÉ LINNÉENNE
DE BORDEAUX

FONDÉE LE 25 JUIN 1818

et reconnue comme établissement d'utilité publique
par Ordonnance Royale du 15 juin 1828



**NOTICE EXPLICATIVE D'UNE CARTE A 1/100.000^e
DES FORMATIONS ÉOCÈNES
DE LA ZONE PRÉPYRÉNÉENNE :
PROVINCES DE BARCELONE
ET DE GÉRONE (Espagne)**

F. KROMM

*Laboratoire de Géologie dynamique,
Faculté des Sciences de Bordeaux.*

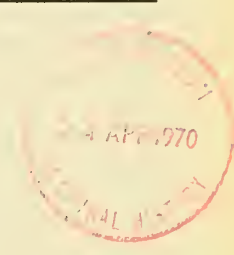
Hôtel des Sociétés Savantes

71, Rue du Loup

BORDEAUX

ACTES DE LA SOCIÉTÉ LINNÉENNE DE BORDEAUX

SÉANCE DU 5 OCTOBRE 1968



Notice explicative d'une carte au 1/100.000^e des formations éocènes de la zone prépyrénéenne : Provinces de Barcelone et de Gérone (Espagne)

par F. KROMM

*Laboratoire de Géologie dynamique,
Faculté des Sciences de Bordeaux.*

Entre les Pyrénées orientales et leur couverture de terrains éocènes (région de Ripoll, Olot), au nord, et la cordillère pré littorale catalane au sud, se situe la zone dite prépyrénéenne. Elle correspond à l'extrémité orientale du bassin tertiaire de la « Cuenca potasica catalana ». On y observe presque exclusivement une série éocène recouverte seulement par des dépôts alluviaux ou volcaniques quaternaires.

Cette zone, qui couvre les 3 feuilles au 1/50 000 de Manlleu, Bañolas et Vich, dans les provinces de Gérone et Barcelone, n'a pas fait jusqu'ici l'objet d'une étude de synthèse, hormis les ouvrages très généraux H. ASHAUER (1931) et de M. DALLONI (1930). Une cartographie au 1/50 000 des feuilles de Bañolas et Manlleu a été exécutée respectivement par MASACHS (1953) et J. RIOS et M. ALMELA (1946). Plus au sud, la plaine de Vich a fait l'objet de la monographie d'ALMERA (1906) et de celle plus récente de REGUANT (1965). J'ai moi-même entrepris le lever de toute cette région depuis 1961, établissant des corrélations entre les séries de la plaine de Vich, des anticlinaux de Bellmunt et de Mieras, principales structures des feuilles de Manlleu et Bañolas (1965), et entreprenant l'étude stratigraphique et sédimentologique de certaines formations (Maciños lutétiens supérieurs (1966). molasses éocènes supérieures (1966). faciès récifaux du

Priabonien inférieur). J'ai rassemblé mes levés au 1/50 000 sur une carte au 1/100 000. qui, malgré une échelle plus petite que celle de certains levés antérieurs, précise de nombreux points de tectonique et permet d'avoir une idée synthétique de l'évolution paléogéographique et tectonique de cette région, à partir de l'Eocène basal.

STRATIGRAPHIE

La série éocène qui seule fera ici l'objet d'une description, repose soit sur le granite (rebord est de la plaine de Vich), soit sur des schistes attribués au Silurien (terminaison nord de la Cordillère pré littorale catalane). Elle comprend trois formations marines transgressives, d'âge Ilerdien. Lutétien inférieur. Lutétien terminal - Priabonien inférieur. séparées par des épisodes régressifs ou continentaux d'âge Paléocène. Cuisien. Priabonien.

1. — Le Paléocène

L'Ilerdien étant considéré comme le premier terme de l'Eocène inférieur (colloque de l'Eocène. 1968). il faut attribuer au Paléocène les dépôts rouges discordants sur la roche hercynienne. et situés sous les

niveaux marins ilderdiens bien caractérisés. Ces niveaux d'argiles rouges ne sont connus qu'en forage dans la moitié nord de la zone qui nous intéresse, et leur épaisseur ne dépasse pas 25 m.

Plus au sud, en bordure de la cordillère pré littorale catalane, les premiers mètres de la série rouge compréhensive qui repose sur le granite ou le Silurien sont d'âge probablement Paléocène. En effet, dans la coupe d'El Far, le premier niveau calcaire Ilerdien se trouve séparé des schistes paléozoïques par une quinzaine de mètres d'argiles rouges.

En définitive, durant le Paléocène, ne se sont déposés dans la zone prépyrénéenne que des minces placages. Ces dépôts peuvent être considérés comme des résidus d'altérations de reliefs rajeunis par des mouvements fini-crétacés qui se sont traduits dans la zone pyrénéenne, plus septentrionale, par la formation d'un fossé subsident Est-Ouest.

II. — L'Ilerdien

Durant l'Ilerdien, se font sentir dans la zone prépyrénéenne les manifestations les plus méridionales d'une transgression générale sur la bordure pyrénéenne (Ripollès, Garrotxa). Aussi les faciès de l'Ilerdien, en partie marins dans les anticlinaux de Bellmunt et Mieras, où ils ont été traversés en forage, deviennent franchement continentaux et azoïques en direction de la Cordillère pré littorale catalane.

Les faciès marins sont des calcaires de plate-forme, à ciment micritique et microfaune benthique, indication d'un milieu de vase peu profonde et très calme. La microfaune est surtout composée d'Alvéolines (*A. moussoulensis* HOTTINGER, *A. Avellana* HOTTINGER, *A. Globosa* SCHWAGER, etc.), de Miliolidés, d'Orbitolidés et de Rotalidés. Dans ces calcaires s'intercalent parfois des dolomies.

L'épaisseur de ces faciès marins calcaires décroît du Nord au Sud, pour devenir nulle en bordure de la Cordillère pré littorale catalane, où seule la coupe d'El Far montre une intercalation de calcaire à Alvéolines dans les faciès rouges continentaux.

Les faciès continentaux développés le long de la Cordillère pré littorale catalane sont des argiles et des grès rouges azoïques, à stratifications obliques, qui constituent une série compréhensive englobant le Paléocène, l'Ilerdien, le Cuisien. Rien ne permet de déterminer dans cette série les limites Paléocène, Ilerdien et Ilerdien-Cuisien.

III. — Le Cuisien

Cet étage correspond dans la zone prépyrénéenne à un épisode régressif général, le domaine marin étant réduit à la zone pyrénéenne. Connue seulement en forage dans les anticlinaux de Bellmunt et de Mieras,

il est toujours représenté par des grès et des argiles rouges dont l'épaisseur semble augmenter légèrement du Nord vers le Sud. En bordure de la Cordillère pré littorale catalane, ces niveaux cuisien constituent les sommets de la série rouge compréhensive.

IV. — Le Lutétien inférieur

1° L'âge des « Calcaires à Nummulites » :

Le Lutétien inférieur marque le début de la deuxième transgression Eocène qui se traduit par le dépôt du « Calcaire à Nummulites », sur le rebord nord de la Cordillère pré littorale, ainsi qu'à l'emplacement des anticlinaux de Bellmunt et de Mieras.

Récemment, GICH, ROSELL, CLAVELL et REGUANT (1967) ont attribué à ce « calcaire à Nummulites » un âge lutétien inférieur à « Biarritzien », en se basant surtout sur l'étude des Nummulites. Cette attribution stratigraphique paraît difficilement admissible lorsqu'on examine la série stratigraphique lutétienne plus au Nord, en bordure des Pyrénées. En effet, la barre de « calcaire à Nummulites » visible sur le pourtour de la Cordillère pré littorale entre Tavertet et Gérone, est toujours surmontée par les « marnes de Bañolas ». Plus au Nord, dans l'anticlinal de Mieras, le faciès calcaire à Nummulites est remplacé par un faciès fin à petits foraminifères benthiques identique à celui des « calcaires à Miliolites supérieurs » de la bordure pyrénéenne et surmonté par les marnes de Bañolas. Le long des Pyrénées et particulièrement à Terradas, ces calcaires à Miliolites sont surmontés par une puissante série équivalent latéral gréseux des marnes de Bañolas, très fossilifère, d'âge Lutétien inférieur et moyen (ASHAUER, 1931, HOTTINGER, 1961, KROMM, 1967). Pour cette raison, je considère que les « Calcaires à Nummulites » dans leur ensemble représentent le Lutétien inférieur.

2° Répartition des faciès du Lutétien inférieur :

Au Lutétien inférieur, les faciès marins sont représentés par les « Calcaires à Nummulites » sur le bord nord de la Cordillère pré littorale, dans les anticlinaux de Bellmunt et de Mieras.

Plus au Sud, ces faciès marins passent à des poudingues et des brèches d'origine torrentielle, visibles le long de la Cordillère pré littorale catalane, au Sud de Tavertet.

Parmi les faciès marins, il y a lieu de distinguer :

— Le faciès calcaire gréseux à Nummulites, existant seulement dans la région d'El Far et d'Amer, et dans lequel sont visibles des intercalations de calcaire oolithique ou de calcaire à *A. frumentiformis* SCHWAGER (KROMM, 1966 ; GICH et alt., 1967).

— Un faciès de calcaire spathique à Miliolites, de calcaire à Alvéolines et de calcaire dolomitique développés sur le flanc sud de l'anticlinal de Mieras (affleurement de Biert, Canet de Adri) et la région de Gérone à l'Est de Bañolas (KROMM, 1966).

En définitive, le faciès classique de calcaire à Nummulites décrit par ALMELA et RIOS (1946) se trouve limité à l'extrémité nord-ouest de la Cordillère pré-littorale catalane. Le matériel détritique qu'il contient est visiblement issu des massifs catalans.

Les faciès continentaux de brèches du Lutétien inférieur forment une ligne de cuesta à l'Est de la plaine de Vich entre Tavertet au Nord et Seva au Sud. Le passage latéral de ces brèches aux faciès marins à Nummulites est bien visible entre Folgarolas et Tavertet, les indentations les plus méridionales des faciès à faune marine ne dépassent pas, vers le Sud, la région de Folgarolas (KROMM, 1966).

Ces brèches du Lutétien inférieur, épaisses de 100 à 200 m, et que j'appellerai Brèche de Taradell, sont caractérisées par l'absence de classement du matériel détritique, qui peut atteindre la taille des blocs, ainsi que par le façonnage faible ou nul de ce matériel. Ces éléments détritiques empruntés au socle hercynien et à la couverture triasique de la chaîne catalane ont donc subi un transport extrêmement court et peuvent être considérés comme des cônes d'éboulis fossiles ou des dépôts d'origine torrentielle.

V. — Le Lutétien moyen

Il est caractérisé par le dépôt très uniforme des marnes de Bañolas. C'est un faciès de marnes bleues à faune benthique rare et pyritisée, probablement déposé dans un milieu confiné. Les marnes de Bañolas, dont l'extension vers le Sud est à peu près la même que celle des calcaires à Nummulites, ont plus de 500 m d'épaisseur au cœur de l'anticlinal de Mieras. Cette épaisseur décroît rapidement vers le Sud (80 m au nord-ouest d'Amer, 30 m environ vers Tavertet, quelques mètres seulement dans la région de Folgarolas, pas de dépôt au Sud de Folgarolas).

VI. — Le Lutétien supérieur

Il est caractérisé, paléontologiquement, par la présence des Alvéolines fusiformes (*A. elongata*, *A. fusiformis* HOTTINGER, *A. fragilis* HOTT.). Dans les anticlinaux de San Privat de Bas, Mieras, et dans la partie orientale de l'anticlinal de Bellmunt, ainsi que sur la bordure nord de la Cordillère pré-littorale catalane, il est représenté par les « maciños inférieurs » dont l'épaisseur décroît du Nord vers le Sud (de 250 m à quelques dizaines de mètres). Le terme de « maciños inférieurs » (A. ALMELA et J.-M. RIOS, 1946) désigne des grès calcaires en bancs massifs, parfois riches

en Nummulites (au Sud de Rocacorba); ces maciños, azoïques, présentent des stratifications obliques ou entrecroisées. Ailleurs, ce sont des calcaires gréseux à ripple marks symétriques, chenaux de ravinements, et bioaccumulations de Nummulites (KROMM, 1967).

Enfin, dans la partie occidentale de l'anticlinal de Bellmunt et dans la plaine de Vich, le Lutétien supérieur est représenté par des grès à *A. fusiformis*, signalés par REGUANT au Sud de Folgarolas, et KROMM dans l'anticlinal de Bellmunt (coupe du Rio Gès) et sur le flanc sud de l'anticlinal de Vallfogona. Ces faciès à Alvéolines fusiformes s'étendent plus loin vers le Sud de la plaine de Vich que les faciès marins du Lutétien inférieur et moyen. Ils marquent le début de la transgression du Lutétien terminal qui n'intéressera que le domaine de la chaîne catalane, pendant que se produira l'émersion définitive du domaine pyrénéen.

VII. — Le Lutétien terminal et le Priabonien inférieur

Jusqu'au Lutétien supérieur, les faciès marins se situaient dans la moitié ouest de la zone prépyrénéenne, les faciès continentaux dans la moitié sud. Au Lutétien supérieur s'est amorcé un important changement paléogéographique puisque la mer à Alvéolines fusiformes est transgressive vers le Sud. Ces changements vont se poursuivre au cours du Lutétien terminal et du Priabonien inférieur. En effet, durant cette période, la sédimentation marine continue se traduit par le dépôt des marnes de Vich, largement transgressives vers le Sud, sur des termes variés de la série éocène, ou sur le Muschelkalk. Au contraire, plus au Nord, dans l'anticlinal de Bellmunt, la série marine toujours très gréseuse, comprend des faciès très littoraux, voire même continentaux. C'est ainsi que dans l'anticlinal de Bellmunt, la série comprend au-dessus des maciños inférieurs :

- des marnes et des grès rouges (« Tramo rojo intermedio ») ;
- des grès calcaires à débris d'huîtres (« Maciños supérieur ») ;
- des marnes et grès à Nummulites. *Discocyclines* (Marnes de San Quirico) ;
- des calcaires à Polypiers.

Le « tramo rojo intermedio » qui paraît être considéré par REGUANT comme antérieur aux niveaux à Alvéolines fusiformes, repose au cœur de l'anticlinal de Bellmunt sur des assises très riches en *A. fusiformis*, *Orbitolites* sp., *Fabiana cassis* OPPENHEIM, etc. Il se biseaute rapidement vers le Sud et n'est plus représenté que par quelques mètres de grès à stratifications obliques dans la région d'El Far. Il correspond à la manifestation la plus méridionale de la sédimentation deltaïque développée plus au Nord, à partir du Lutétien terminal, le long des Pyrénées (KROMM, 1966).

L'évolution des « maciños supérieurs » est identique à celle du « tramo rojo intermedio », mais leur extension vers le Sud est plus grande puisque ces niveaux ne se biseautent que dans la partie sud de la plaine de Vich.

Les marnes de San Quirico, riches en *N. striatus* BRUGUTÈRE, *Discocyclina discus*, *Actinocyclina radians*, etc., passent latéralement vers le Nord aux faciès rouges deltaïques de la zone pyrénéenne (KROMM, 1966). Leur épaisseur est de plus de 100 m sur le flanc nord de l'anticlinal de Bellmunt.

Vers le Sud, elles perdent leur fraction sableuse, pour devenir les marnes bleues de Vich-Maulleu, qui affleurent largement dans toute la plaine de Vich et dont l'épaisseur, dans la région de Taradell-Colluspina, est de la 600 m environ.

Enfin, au sommet de la série marine, quelques dizaines de mètres de calcaire à polypiers et milobisées, parfois riches en *Champanina gassinensis* SILVESTRI, représentent une sédimentation récifale cantonnée dans l'anticlinal de Bellmunt et à la terminaison ouest de l'anticlinal de Mieras. Ces faciès récifaux passent latéralement vers le Sud à des alternances de gypses, de calcaires à Miliolites et d'argiles rouges, puis à des marnes et grès rouges.

À l'Est de la plaine de Vich, la série éocène marine est surmontée par la série rouge, d'âge Priabonien-Oligocène, de la « Cuenca Potasica » catalane. L'étude de cette série n'est pas abordée ici.

VIII. — Résumé de l'évolution paléogéographique de la zone prépyrénéenne pendant l'Eocène

La description qui vient d'être faite de la série éocène permet de résumer schématiquement l'évolution paléogéographique de la zone prépyrénéenne.

Après la période d'érosion *paléocène*, durant laquelle la subsidence est à peu près nulle dans la zone prépyrénéenne, la mer de l'*Ilerdien* a recouvert un pays arasé, ne fournissant que très peu de matériel détritique. Le domaine marin est resté limité à la partie nord de la zone prépyrénéenne. Au *Cuisien*, la régression est générale sur la zone prépyrénéenne et probablement en relation avec les premiers mouvements qui se marquent en bordure des Pyrénées par le dépôt de grès.

Le *Lutétien inférieur* correspond à la fois au début d'une deuxième transgression éocène et à une reprise de l'érosion de la chaîne catalane. La mer du *Lutétien inférieur* s'étend plus loin vers le Sud que la mer *ilerdienne*. Il s'y dépose des calcaires gréseux à Nummulites le long de la chaîne catalane, alors que, plus au Nord, dominent les faciès de calcaires à Miliolites et de calcaire dolomitique.

Au *Lutétien moyen*, la subsidence s'accroît au Nord de la zone prépyrénéenne, pendant que se dépose le faciès de milieu confiné, très uniforme, des marnes de Bañolas.

À partir du *Lutétien supérieur*, on assiste à un déplacement continu de la subsidence et du domaine marin vers le Sud ; de même, le matériel détritique qui provenait jusque-là de la Cordillère pré littorale catalane est issu de la terminaison nord-est des Pyrénées. Dans la partie de la zone prépyrénéenne, la sédimentation marine est gréseuse et entrecoupée d'épisodes deltaïques, alors qu'au Sud, la mer du *Lutétien terminal* est largement transgressive sur la Cordillère pré littorale catalane.

Au *Priabonien inférieur*, a lieu la régression définitive de la mer, marquée par le développement local de calcaires récifaux dans la partie septentrionale de la zone prépyrénéenne.

Enfin, après le *Priabonien inférieur*, se dépose la série rouge de remplissage de la « Cuenca potasica » catalane, alimentée en matériel détritique à la fois par les Pyrénées et les massifs catalans.

TECTONIQUE

Deux styles tectoniques interfèrent dans la zone prépyrénéenne :

— un style de tectonique de socle, cassante, qui se traduit dans la couverture éocène moulée sur le socle hercynien, par des failles verticales NW-SE ;

— un style de plis de couverture dus à des décollements de cette couverture et à des niveaux variés.

En bordure de la Cordillère pré littorale catalane, la tectonique de socle intervient presque exclusivement. Plus au Nord, la tectonique de couverture produit des plis d'orientation générale Est-Ouest recoupés par les accidents transverses NW-SE. Le plus important de ces accidents est la faille d'Amer-Olot qui sépare l'anticlinal de Mieras à l'est des plis de la Sierra Milany, de San Privat de Bas et de Bellmunt à l'Ouest.

II. — L'anticlinal de Mieras

C'est la structure est-ouest qui s'ennoie à l'Est dans la plaine de Bañolas et qui vient buter à l'Ouest sur la faille d'Amer-Olot, peu au sud d'Olot.

Il faut distinguer dans cette structure :

— la partie orientale entre Sallent et Bañolas ;
— la partie occidentale entre Sallent et la faille d'Amer-Olot.

Dans sa partie orientale, l'anticlinal de Mieras apparaît comme une structure à voûte plane et large et à flancs peu redressés. En fait, cette structure anticlinale n'existe que dans les niveaux visibles à l'affleurement (marnes de Bañolas et « maciños inférieurs ») (voir pl. hors texte, coupe structurale I).

Dans les termes inférieurs de la série éocène, la structure au droit de l'anticlinal de Mieras est celle d'un monoclinail faiblement penté vers le Nord. C'est la disposition qu'on est amené à admettre en tenant compte des résultats du forage de San Miguel de Campmayor et du biseau rapide en direction de la chaîne catalane des marnes de Bañolas. Notons enfin que, sur son flanc sud, cette structure est affectée par des accidents transverses NW-SE, qui constituent la terminaison en faisceau de la faille de Canet de Adri.

La partie occidentale de l'anticlinal de Mieras avait été représentée par Masachs ALAVEDRA (1953) comme une structure à flanc assez redressé au cœur de laquelle affleuraient les maciños inférieurs. En fait, le lever montre que des replis serrés intéressent les marnes de Bañolas, les maciños inférieurs et le « tramo rojo intermedio » existent au cœur de cet anticlinal. Ces replis sont bien visibles entre Sallent et Santa Pau. A l'Ouest de Santa Pau, ils sont masqués par les coulées basaltiques quaternaires (voir pl. hors texte, coupes 2, 3, 4).

Ces replis, dont la direction Est-Ouest est parallèle à la direction générale de l'anticlinal, sont affectés de fractures longitudinales Est-Ouest, affectant les maciños inférieurs (voir pl. hors texte, coupes 3 et 4) et dus à la faible plasticité de ces banes de maciños.

II. — Les plis à l'Ouest de la faille d'Amer-Olot

J.-M. FONTBOTE (1947) et A. ALMELA et J.-M. RIOS (1966) ont donné une première description de ces plis.

On distingue (voir pl. hors texte, coupes 5, 6 et 7), du Nord vers le Sud :

- le synclinal de Mylany ;
- l'anticlinal de Grabulosa ;
- le synclinal de la Sierra Santa Magdalena ;
- l'anticlinal de San Privat de Bas ;
- le synclinal de Vidra ;
- l'anticlinal de Bellmunt ;
- le synclinal de Torella ;
- l'anticlinal de Torella.

1° Le synclinal de Milany.

C'est une structure à grand rayon de courbure, d'axe N 80° E à N 65° E, dans laquelle la disharmonie de plissement entre les falaises de calcaire gréseux à débris coquilliers, et les marnes et grès rouges est particulièrement évidente. Ces derniers niveaux

forment de nombreux replis visibles le long de la route Barcelon-Puigcerda, au Sud de Ripoll. Dans cette même région, ce synclinal est affecté d'une faille inverse à fort pendage, de direction moyenne Est-Ouest, qui amène la série rouge de Ripoll (équivalent de toute la série marine Lutétien supérieur - Priabonien de la zone prépyrénéenne, KROMM, 1966) au contact des maciños supérieurs. La méconnaissance des passages latéraux entre série rouge de Ripoll et série marine de la zone prépyrénéenne avait amené A. ALMELA et J.-M. RIAS à surestimer l'importance de cet accident.

2° L'anticlinal de Grabulosa.

Cet anticlinal, Est-Ouest, dans la région de la route Barcelon-Puigcerda, s'ennoie rapidement vers l'Est, tout en s'infléchissant vers la direction N 60° E. Son flanc nord est interrompu par l'accident décrit au paragraphe ci-dessus.

Dans ce repli, les argiles rouges du « tramo rojo intermedio » jouent le rôle de surface de décollement de la couverture, comme le prouvent les replis hectométriques déversés au Sud qui affectent cette formation au cœur de l'anticlinal.

2° Le synclinal de Santa Magdalena et l'anticlinal de San Privat.

Comme les structures précédentes, le synclinal de Santa Magdalena est Est-Ouest dans la vallée du Rio Ter, et s'infléchit à l'est vers la direction N 60° E, tout en s'ennoyant.

Au sud de ce pli, l'anticlinal de San Privat de Bas, de direction Est-Ouest dans la vallée du Ter, est dans cette région une structure très aiguë à flancs verticaux ou légèrement déversés au Sud. Vers l'Est, son axe s'infléchit vers la direction N 70° E, les pendages des deux flancs diminuent et dans la région de San Privat de Bas, c'est un pli à peu près symétrique dont les pendages n'excèdent pas 60°, que l'on peut observer. Une fracture longitudinale y affecte la charnière anticlinale au niveau de la barre de maciños supérieurs. Enfin, à l'Est de San Privat de Bas, la faille d'Amer-Olot interrompt cette structure.

4° Le synclinal de Vidra et l'anticlinal de Bellmunt.

Dans le synclinal de Vidra à charnière plate, parallèle à l'anticlinal de San Privat, et interrompu à l'Est par la faille d'Amer-Olot, sont conservés les termes les plus récents de la série éocène.

Au Sud de ce synclinal, l'anticlinal de Bellmunt, de direction très constante Est-Ouest, s'étend sur plus de 30 kilomètres. Cet anticlinal est limité à l'est par la faille d'Amer-Olot. Son axe, horizontal entre la faille d'Amer-Olot et le Rio Gès, plonge ensuite régulièrement de quelques degrés vers l'ouest. Son flanc

sud est subvertical alors que le flanc nord a un pendage de 40° environ.

Dans sa partie orientale, sa structure est notablement plus compliquée que ne le laissait paraître la cartographie de A. ALMELA et J.-M. RIOS (1946). En effet, à proximité de la faille d'Amer-Olot, des accidents transverses affaissent en marches d'escalier, vers l'Est, la série éocène. C'est ainsi que les faciès rouges qui affleurent à l'est de Juanetas sont constitués par le « tramo rojo intermedio » et non pas par les couches rouges de base de l'Eocène inférieur comme l'indiquait la carte espagnole au 1/50 000 de Maulleu. De plus, il existe des replis Est-Ouest d'échelle kilométrique, développés dans les marnes de Bañolas, et visibles aux environs du village de Juanetas.

5° *Le synclinal et l'anticlinal de Torella.*

Ce sont les plis les plus méridionaux de la zone prépyrénéenne. Ces ondulations Est-Ouest à pendage toujours inférieur à 15° affectent les marnes bleues de Vich-Moulleu dans la moitié nord de la plaine de Vich.

III. — Le rebord Nord et Ouest de la cordillère pré littorale catalane

Autour du massif paléozoïque du Montseny, qui constitue la terminaison nord de la Cordillère pré littorale catalane, la série éocène forme un monoclinal faiblement penté vers le Nord ou le Nord-Ouest. Cette structure d'ensemble soulignée par les cuevas du calcaire à Nummulites et des brèches de Taradell, est recoupée par des accidents transverses NW-SE qui sont :

- la faille de Canet de Adri ;
- la faille de Rocacorba ;
- la faille d'Amer-Olot ;
- la faille de Fabregas ;
- la faille de Seva.

Toutes ces failles, exceptée celle de Seva, ont les caractères communs suivants :

- elles sont verticales ou normales et très fortement pentées ;
- leur rejet vertical, qui peut atteindre près de 1 000 m (faille d'Amer-Olot) est maximum en bor-

ture de la Cordillère pré littorale ; il s'amortit rapidement vers le Nord, où ces failles se terminent souvent en faisceaux ;

— leur rejet horizontal paraît négligeable ;

— elles recoupent les plis de couverture Est-Ouest et leur dernier rejeu est donc postérieur à la formation de ces plis.

Par contre, à la limite Sud de la zone cartographiée ici, la faille de Seva a visiblement joué pendant le dépôt des couches rouges de l'Eocène inférieur et des brèches de Taradell, puisque sur la lèvre sud, l'épaisseur de ces couches n'excède pas quelques dizaines de mètres, alors qu'elle atteint 500 m sur la lèvre nord. Le Lutétien terminal transgressif cicatrise cette faille. Il existe plus au Sud un accident du même âge, la faille de Centellas, antélutétien supérieur, où les traces d'un coulissage horizontal sont très nettes. On peut penser que la faille de Seva a joué de la même façon.

IV. — Résumé des caractères structuraux de la zone prépyrénéenne

Après la très rapide analyse des déformations qui vient d'être faite, on peut récapituler ainsi les caractères structuraux de la zone prépyrénéenne : à partir la couverture a produit des plis parallèles à la chaîne pyrénéenne, dont le déversement vers le Sud et la dissymétrie décroissent régulièrement au fur et à mesure que l'on s'éloigne de la zone pyrénéenne. Cette géométrie des plis suggère qu'ils ne correspondent pas à des accidents du socle antéhercynien, mais à un glissement général de la série éocène vers le Sud.

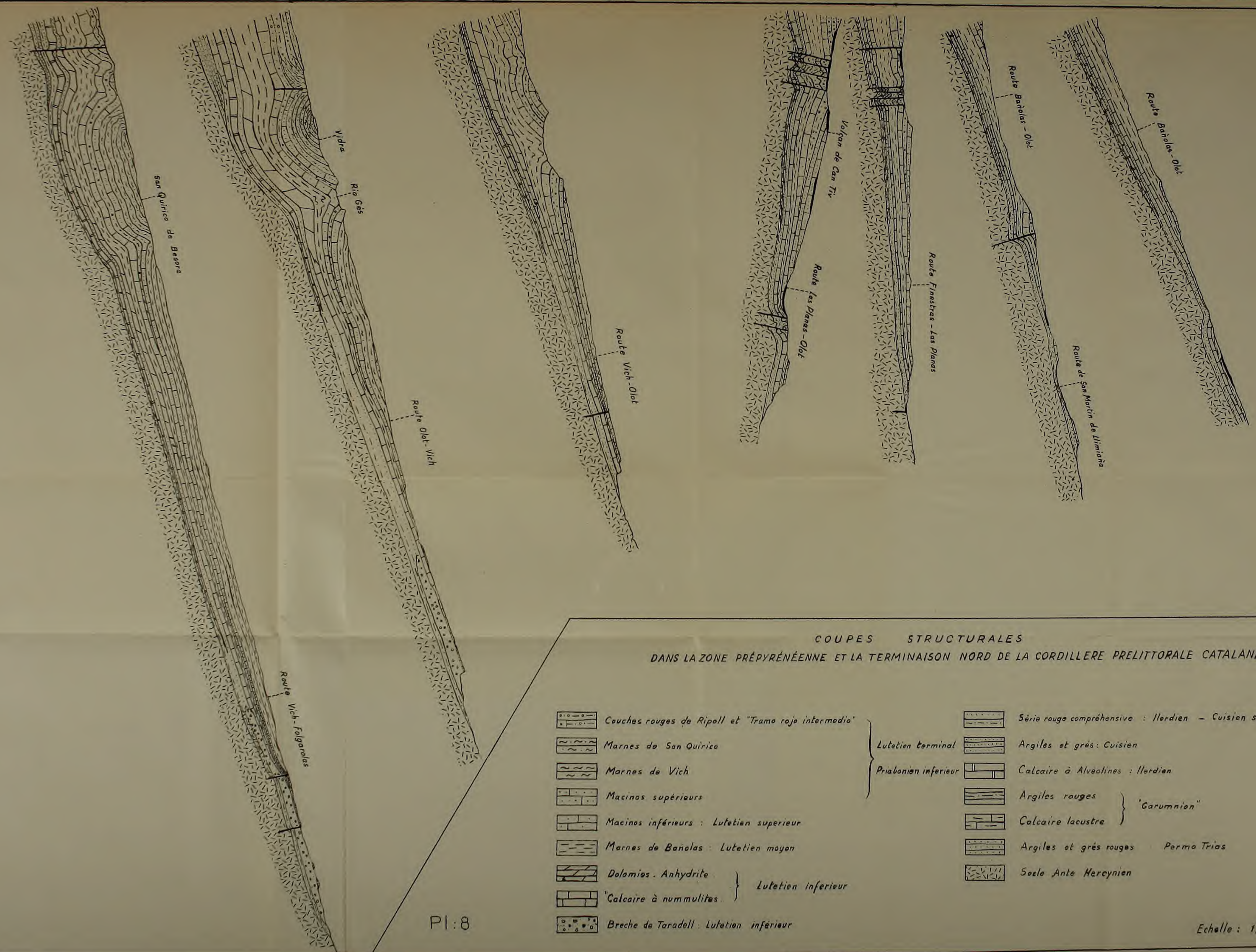
Il n'est pas certain que la base de cette série soit décollée du socle, mais par contre, les marnes de Bañolas et les argiles rouges du « tramo rojo intermedio » sont sûrement des surfaces de décollement. L'ensemble de ces plis a ensuite été recoupé par les accidents NW-SE au cours d'une phase de relaxation. Dans cette dernière manifestation, ces failles ont joué verticalement. Mais certaines d'entre elles (et peut-être toutes) ont fonctionné comme des failles de décrochement au Lutétien supérieur, c'est-à-dire au début de la phase de surrection de la chaîne pyrénéenne.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

- ALMELA (A.), RIOS (J.-M.), 1946. — Carte géologique espagnole au 1/50 000, feuille n° 294. Maulleu.
- ALMERA (J.), 1905. — Descripción geologica de la comarca titulada « Plana de Vich ». *Mem. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. III, n° 6, p. 423-467.
- ASCHAUER (H.), 1943. — La terminacion oriental de los Pirineos. *Cons. Nac. Invest. Cient. Publicaciones alemanas sobre geologia de España*, p. 202-232.
- FONTBOTE-MUSOLS (J.-M.), 1945. — Estudio morfo-tectonico de las Sierras de Bellmunt, Milany et Puig Sa Calm.. *Pub. Inst. Geol. Dip. Prov. de Barcelona*, t. « Miscellanea Almera », Barcelona, 1945.
- HOTTINGER (L.), 1961. — Recherches sur les Alvéolines du Paléocène et de l'Eocène. *Mém. Soc. suisse de Paléontologie*, vol. LXXV-LXXVI.
- GIC (A.), ROSELL (J.), REGUANT (S.), CLAVELL (E.), 1967. — Estratigrafia del Paleogeno en la zona de transito entre la Cordillera prelitoral catalana y el Prepirineo. *Acta Geol. Hisp.*, II, n° 6, p. 13-18.
- KROMM (F.), 1966). — La sédimentation éocène entre la zone prépyrénéenne et la Cordillère pré-littorale catalane. *Act. Soc. Lin. Bordeaux.*, t. CIII, S. B.. n° 1, 2 p., 6 pl. h.t.
- KROMM (F.), 1966. — L'âge et les conditions de sédimentation des couches rouges de l'Eocène terminal entre l'Ampurdan et le Rio Ter. *Act. Soc. Lin. Bordeaux*, t. CIII, S. B.. n° 9, 18 p., 2 tabl., 13 pl. h.t.
- KROMM (F.), 1967. — Le flysch de Vallfogona et son contexte paléogéographique. *Act. Soc. Lin. Bordeaux*, t. CIV, S. B.. n° 3, 17 p., 4 pl. h.t., 7 pl. photos.
- KROMM (F.), 1968. — Stratigraphie comparée des formations éocènes du revers sud des Pyrénées et de la Cordillère pré-littorale catalane. *Act. Soc. Lin. Bordeaux*, t. CV, S. B.. n° 2, 10 p., 2 pl. h.t.
- MASACHS ALAVEDRA (V.), 1953. — Carte géologique espagnole au 1/50 000, feuille n° 295. Bañolas.
- REGUANT (S.), 1963. — Nuevas datas sobre la cronoe-stratigrafia del Llana de Vich (Barcelona). *Est. geol.* vol. XIX, p. 212-213.
- VIA BOADA (L.) 1962. — El eoceno marino surpirenaico. *Act. IV^e Congr. études pyr.*, t. I, sect. 1, p. 121-128, 4 fig.
-



ACHEVÉ D'IMPRIMER
LE 25 JUIN 1969
SUR LES PRESSES DE
L'IMPRIMERIE
GUY DUCROS
44, RUE DE MADRID
B O R D E A U X
(FRANCE)



COUPES STRUCTURALES
DANS LA ZONE PRÉPYRÉNÉENNE ET LA TERMINAISON NORD DE LA CORDILLERE PRELITTORALE CATALANE

	Couches rouges de Ripoll et "Tramo rojo intermedio"	} Lutetien terminal		Série rouge compréhensive : Ilerdien - Cuisien supérieur
	Marnes de San Quirico			Argiles et grès : Cuisien
	Marnes de Vich	} Priabonien inférieur		Calcaire à Alvéolines : Ilerdien
	Macinos supérieurs			Argiles rouges
	Macinos inférieurs : Lutetien supérieur			Calcaire lacustre
	Marnes de Baniolas : Lutetien moyen			Argiles et grès rouges
	Dolomies - Anhydrite	} Lutetien inférieur		Permo Trias
	"Calcaire à nummulites"			Soale Ante Hercynien
	Breche de Taradell : Lutetien inférieur			

Pl:8

Echelle : 1/100.000



ACTES
DE LA
SOCIÉTÉ LINNÉENNE
DE BORDEAUX

FONDÉE LE 25 JUIN 1818

et reconnue comme établissement d'utilité publique
par Ordonnance Royale du 15 juin 1828

OBSERVATIONS GÉOLOGIQUES
SUR UNE TRANCHÉE ROUTIÈRE
A TRAVERS UNE KLIPPE DU BASSIN D'ALÈS

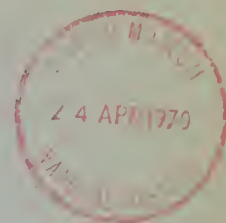
M. GOTTIS

*Laboratoire de Géologie dynamique,
Faculté des Sciences - Bordeaux.*

Hôtel des Sociétés Savantes

71, Rue du Loup

BORDEAUX



ACTES DE LA SOCIÉTÉ LINNÉENNE DE BORDEAUX

SÉANCE DU 2 NOVEMBRE 1968

Observations géologiques sur une tranchée routière à travers une klippe du bassin d'Alès

par M. GOTTIS

*Laboratoire de géologie dynamique,
Faculté des Sciences, Bordeaux.*

Les curieux motifs constitués de matériaux mésozoïques bréchiques accidentant le remplissage oligocène du fossé d'Alès et connus sous le nom de « klippes d'Alès » ou de « pointements crétaciques de la plaine d'Alès », ont fait l'objet d'une gamme variée de tentatives d'explication. P. TERMIER et FRIEDEL (1919), puis THIERRY (1923), y voyaient des paquets épargnés par l'érosion, du coussin de base mylonitisé d'une nappe alpine ayant recouvert le remplissage tertiaire du fossé. À l'opposé, le Hollandais KOOP (1952) a considéré ces faits comme résultant d'un glissement épiglyptique quaternaire de matériaux (mégabrèches) en provenance des bordures du bassin, point de vue vivement critiqué en 1953 par J. GOGUEL, M. MAINGUY, M. GOTTIS, J. GERMA. J. GOGUEL, à la suite de F. ROMAN (1910), se fondant sur la progressivité de l'évolution morphoscopique liant ces amas bréchiques aux conglomérats stampiens développés à leur voisinage, concluait (1936) à leur identification à des éléments de cours torrentiels développés au moment de l'effondrement du bassin. G. DENIZOT (1931-1937) a considéré le dispositif comme une série d'écaillés d'Hauterivien fossilifère et d'Urgonien chevauchant sur leur bord oriental les assises stampiennes au sein desquelles elles se manifestent. Beaucoup plus tardivement (1957), à la suite de travaux faits en équipe avec J. GERMA et dont la valeur était en partie conditionnée par la minutie de la cartographie, que ce

dernier avait exécutée (1952), je qualifiais ces structures d'olithostromes et pensais qu'elles s'étaient développées dans la sédimentation stampienne aux dépens de la côte périanticlinale ouest de l'anticlinal de Mons-Belvezet, l'évidement de la combe inscrite étant, *pro parte*, antérieur à l'Eocène supérieur. Ce point de vue est partiellement confirmé pour l'un des motifs envisagés, par la coupe dégagée à travers les écailles dites de l'Avesne, grâce aux travaux d'élargissement de la route d'Alès à Bagnols-sur-Cèze. La paroi sud de la tranchée routière (pl. I) montre très nettement les relations entre une masse de brèches qualifiées d'aquitaniennes sur la carte de J. GERMA et les argiles stampiennes avoisinantes. Les brèches composées de matériaux calcaires urgoniens, plus ou moins cohérents, reposent sur une semelle (1 m à 1,50 m) de marnes très argileuses, néocomiennes, gris bleuté, litées, à cordons noduleux. Celles-ci se montrent froissées et mélangées aux calcaires bréchiques à leur sommet. L'ensemble, de section ovale, est limité à sa base par un contact anormal et se trouve enchâssé jusqu'au grand axe de la section (4 ou 5 m) dans des marnes argileuses brunes du Stampien, sur lesquelles, par ailleurs, il repose. De petits accidents tardifs participent à l'étroit compartimentage et à la fragmentation de ce motif, l'un d'entre eux à regard vers l'Est, recoupe le contact anormal : marnes néocomiennes - marnes stampiennes.

Vers l'Est, les assises stampiennes sont constituées de limons beiges à bruns, à galets mous, dont les cordons sont stratifiés de façon sensiblement parallèles au contact anormal.

Vers l'Ouest, des limons argileux analogues, légèrement plus brunâtres que les précédents sont armés de plaquettes de grès silteux montrant de petits plis synsédimentaires et des contournements conduisant même à des structures en pseudo-nodules. Les axes de plis ou alignements de figures sédimentaires sont inscrits dans des plans plongeant vers l'Ouest. Toujours plus à l'Est, et apparemment en position supérieure, dessinant une charnière de polarité imprécisée, des conglomérats et des limons à galets mous sont accolés à une lame très pentée de marnes schistosees de quelques décimètres d'épaisseur. Contre la face orientale de la couche étirée se manifeste une brèche à éléments urgoniens de 1 à 2 m d'épaisseur. Des figures listriques témoignent, certes, de l'intervention d'actions mécaniques, mais l'examen des états de surface des éléments, l'arrangement mutuel de ceux-ci, leur passage progressif à une masse d'Urgonien fissuré mais cohérent vers l'extrémité orientale de la tranchée, suggère pour cette formation une origine glyptogénétique analogue à celle d'un régolite ou d'un microkarst superficiel. L'inclinaison du contact brèche-schistes, dans le cas où cette dernière hypothèse serait vérifiée, conduirait à admettre pour cette portion de coupe une disposition renversée.

Quelle est la polarité du déplacement responsable de ces faits ?

Plusieurs arguments militent en faveur d'un déplacement de l'Ouest vers l'Est (Pl. II, fig. 1) :

a) La dissymétrie générale des klippes qui se présentent schématiquement comme autant d'éléments monoclinaux plongeant vers l'Ouest et offrant à l'érosion une face vers l'Est. Cette dernière montre un élément de coupe avec des marnes néocomiennes supportant une carapace d'Urgonien bréchique.

b) La présence vraisemblable d'un pli dissymétrique déversé vers l'Est et manifesté dans le cadre plus restreint de l'environnement de l'élément de coupe observé. A celui-ci fait suite, en effet, un motif monoclinal crétacé développé le long de l'autre rive de l'Avesne ; il plonge à l'Ouest, sous un manteau de conglomérats oligocènes, sa falaise urgonienne fait

face à l'Est et domine un talus de marnes néocomiennes dans lesquelles est incisé le talweg de l'Avesne.

Il serait ainsi tentant d'imaginer le développement selon la vallée, d'un pli dissymétrique ou d'un crochon de faille à regard est. La coiffe de ce motif topographique et structural ayant durant l'Oligocène glissé dans le bassin en voie de comblement.

Cependant d'autres considérations suggèrent une origine orientale (Pl. II, fig. 2) pour le glissement :

a) L'allure du contact anormal : marnes néocomiennes-Stampien, doucement incliné à l'Ouest sur le flanc est de la klippe, tandis qu'il se montre fortement cabré à l'Est et indenté sur le flanc ouest.

b) La configuration du contact marnes néocomiennes-Urgonien, le dessin de ses replis d'invagination, enfin le modelé des contournements dans la masse oligocène.

Cette origine pourrait être recherchée dans la ligne de pointements crétaciques plus orientaux des ténements de Trespoux - La Tuilerie - La Baronne - Bel Air. Les affleurements correspondants sont aujourd'hui constitués de matériaux marneux d'âge néocomien pratiquement sans coiffe urgonienne.

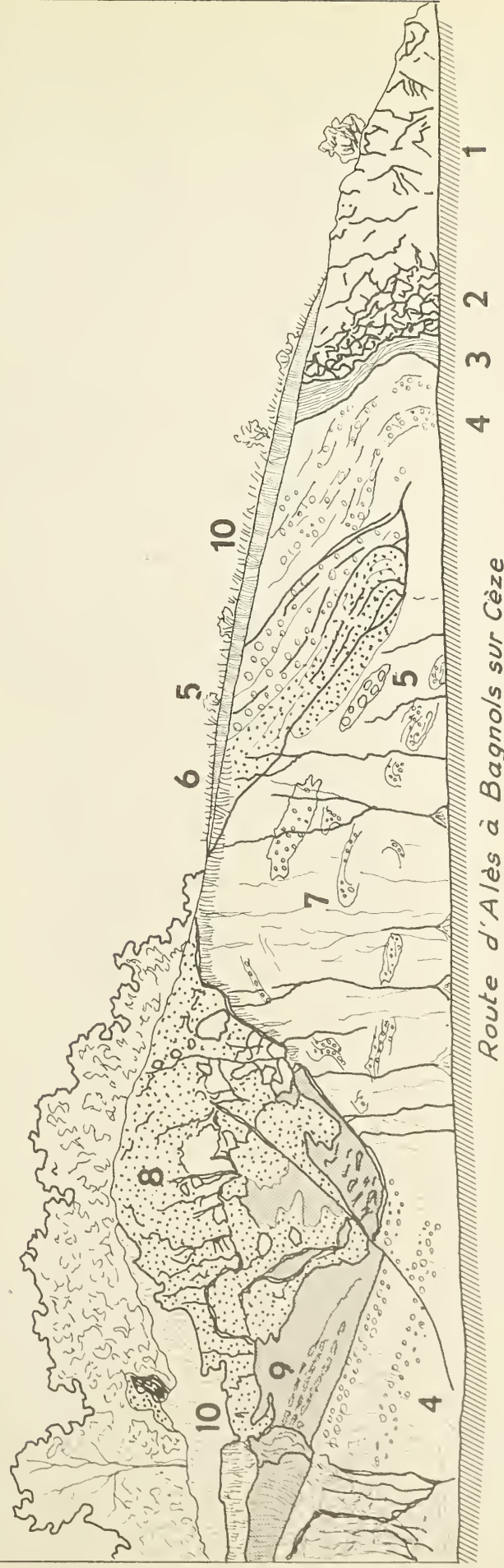
Bien que sans preuve formelle, il n'est pas interdit d'imaginer, à titre d'hypothèse, que le phénomène de glissement observé n'ait revêtu une plus grande ampleur et que de nombreuses klippes ou amas bréchiques représentent en réalité des masses rocheuses glissées à partir de reliefs plus ou moins éloignés et incorporées à la sédimentation oligocène. Les contours géologiques en bordure du fossé d'Alès ou à travers celui-ci peuvent être interprétés comme résultant de l'intersection d'une morphologie structurale par un système de failles obliques ou orthogonales au canevas tectonique précédent. Ce phénomène est vraisemblablement capable d'avoir engendré des formes topographiques aiguës et instables dont les bases argilo-calcaires sapées et imprégnées par les eaux du lac oligocène pourraient avoir facilité le glissement des pointements vers les fonds déprimés du bassin. Ainsi, au sein de ce semis d'affleurements crétacés doivent se manifester toutes les dispositions allant du relief enterré jusqu'aux conglomérats stratifiés en passant par les écaillés, les olithostromes, les brèches d'écroulement et les cours torrentiels.

Coupe d'un Olithostrome en rive gauche du ruisseau d'Avesne

Vers Bagnols

Fossé tertiaire d'Alès

vers l'Avesne



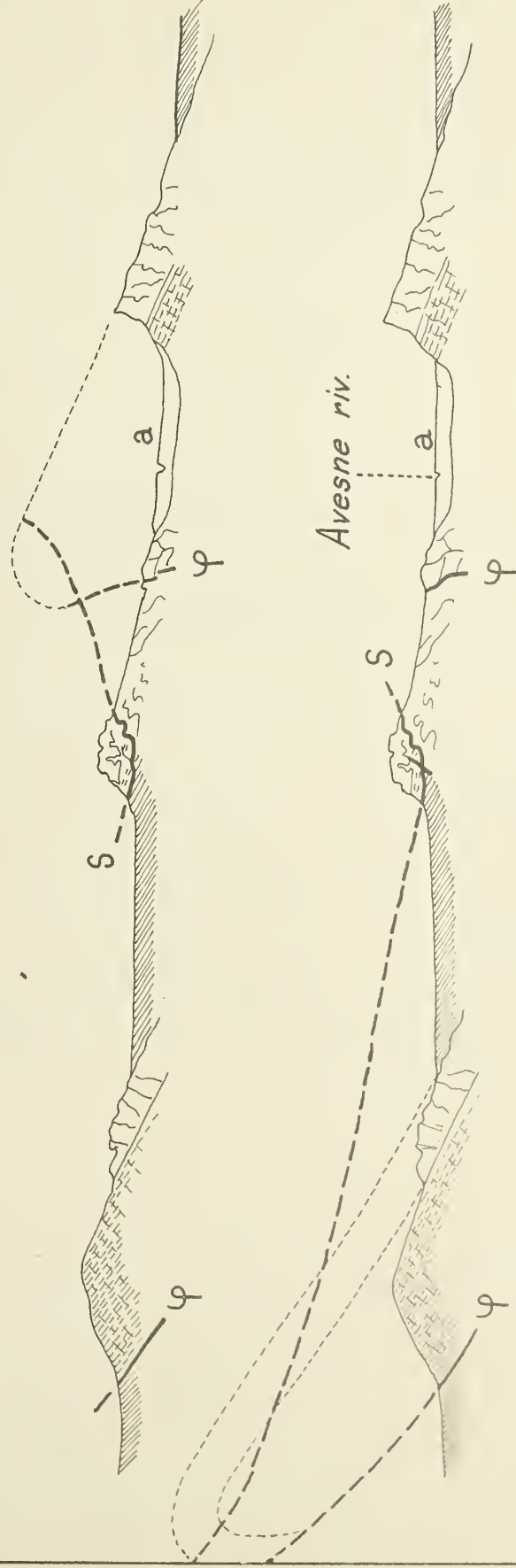
- | | | | |
|---|--|-----|---|
| 1 | Urgonien | 6-7 | Argile brune armée de plaquettes silteuses à structures contournées (7) |
| 2 | Regolite Urgonien renversé vers l'Est | 8 | Urgonien bréchique |
| 3 | marnes stampiennes schistosées | 9 | Coussin d'argiles neocomiennes à lits marneux plus ou moins noduleux |
| 4 | limon Lacustre brunâtre à nodules et galets mous | 10 | Sol végétal |
| 5 | Poudingue polygénique à ciment argilo-calcaire | | |

Illustrant deux hypothèses sur la mise en place de l'Oliothostrome decrit

par décoiffement de la crête de l'une des failles-plis voisines à l'E et à l'W

E

W



a

alluvions

Stampien à bancs contournés

Stampien

Urgonien

Marnes neocomiennes

— S Surface de glissement
synsédimentaire

— φ Contact anormal

BIBLIOGRAPHIE

- DENIZOT (G.), 1931. — Les affleurements crétaciques de la plaine d'Alès. *B.S.G.F.* (5), t. I, p. 397-428, 5 fig., pl. 20-21.
- DENIZOT (G.), 1937. — Affleurements crétaciques, brèche tectonique et brèche sédimentaire dans la plaine d'Alès. *B.S.G.F.* (5), t. VII, p. 187-202, pl. 13-14.
- GERMA (J.), 1953. — Pointements crétaciques de la plaine d'Alès. *S.N.P.L.M. G.* 47.
- GOGUEL (J.), 1936. — Brèches urgoniennes d'Alès (Gard). *B.S.G.F.* (5), t. VI, p. 219-235.
- GOGUEL (J.), MAINGUY (M.), GOTTIS (M.), GERMA (J.), 1952. — Discussion au sujet de l'article « A megabrechia formed by sliding in Southern France the M.O.J. KOOP ». *Am. Journ. of Sc.*, nov. 1953, vol. 25, p. 831-832.
- GOTTIS (M.), 1957. — *Contribution à la connaissance géologique du Languedoc*. Thèse Montpellier. Bordeaux, Edit. Tex, 1964. Tectogénèses postthercyniennes.
- KOOP, 1952. — A Megabreccia formed by sliding in Southern France. *Am. Journ. of Sc.*, vol. 250, nov. 1952, p. 822-828.
- ROMAN (1910). — Compte rendu de l'excursion de la Société géologique de France à Brouzet et à Saint-Just. *B.S.G.F.* (4), t. X, pl. XX, fig. 1.
- TERMIER (P.) et FRIEDEL (G.), 1919. — Les débris de nappe ou klippes de la plaine d'Alès. Lambeaux de calcaire urgonien mylonitique posés sur l'Oligocène. *C.R. Acad. Sc.*, vol. 168, p. 1034.
- TERMIER (P.), THIERRY (P.), 1923. — *Livret-guide sommaire des excursions de la Société géologique dans le Gard, le Vaucluse et la Drôme*. 35 p.
- THIERRY (P.). — Carte géologique de France au 1/80 000, 2^e édition.



ACHEVÉ D'IMPRIMER
LE 25 JUIN 1969
SUR LES PRESSES DE
L'IMPRIMERIE
GUY DUCROS
44, RUE DE MADRID
BORDEAUX
(FRANCE)

ACTES
DE LA
SOCIÉTÉ LINNÉENNE
DE BORDEAUX

FONDÉE LE 25 JUIN 1818

et reconnue comme établissement d'utilité publique
par Ordonnance Royale du 15 juin 1828

**ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE
DANS LA RÉGION SEPTENTRIONALE
DES GRANDES LANDES DE GASCOGNE**

P. LEGIGAN et J. VOUVÉ

*Centre d'Hydrogéologie et laboratoire de Géologie du Professeur Schoeller,
Faculté des Sciences, Talence*

Hôtel des Sociétés Savantes

71, Rue du Loup

BORDEAUX

ACTES DE LA SOCIÉTÉ LINNÉENNE DE BORDEAUX

SÉANCE DU 9 NOVEMBRE 1968



Itinéraire géologique dans la région septentrionale des grandes Landes de Gascogne

par P. LEGIGAN et J. VOUVÉ

*Centre d'Hydrogéologie et laboratoire de Géologie du Professeur Schoeller,
Faculté des Sciences, Talence*

INTRODUCTION

Dans ce livret-guide, nous avons tenu à présenter un itinéraire géologique ⁽¹⁾ aussi concis que possible, donnant un aperçu des formations sédimentaires attribuées stratigraphiquement à la partie terminale du Tertiaire et au Quaternaire.

L'excursion sur le terrain est circonscrite, au Nord de la région des Grandes Landes, dans un secteur correspondant au bassin hydrologique des deux Leyres.

Le travail entrepris par l'un d'entre nous (P. L.) est à l'origine de la sélection d'une vingtaine d'affleurements caractéristiques de différents faciès sous lesquels se présentent ces formations.

* * *

Il nous a paru intéressant d'aborder la phénoménologie récente, c'est-à-dire de décrire l'évolution hydrologique et hydrogéologique régionale en liaison avec la pédologie, et de montrer les conséquences de ces évolutions sur la répartition et la nature des espèces végétales actuelles.

Par ces évocations, nous espérons avoir pu mettre en évidence l'importance des liaisons physico-chimiques existant entre les terrains, le sol, l'eau et la végétation dans cette région d'Aquitaine dont l'individualité tant géographique que géologique est remarquable.

* * *

La première partie de ce livret est consacrée à l'observation de phénomènes géologiques et dynamiques. Nous avons adopté un ordre chronologique inverse de l'ordre habituel avec quelques exceptions pour des commodités de parcours.

La deuxième partie rassemble les conclusions que l'on peut tirer à partir de cet itinéraire sur la composition géologique, les sols, les rapports de la végétation et de la nappe phréatique, le réseau hydrographique.

(1) Cet itinéraire, essentiellement descriptif, constitue une publication préliminaire dont les éléments en cours d'étude (P.L.) seront repris ultérieurement.

APERÇU GÉOLOGIQUE RÉGIONAL

L'étude des coupes de forages d'eau ou pétroliers, implantés dans le secteur considéré, permet de retracer la topographie souterraine du substratum des dépôts pliocènes et quaternaires (pl. 2).

Le substratum est constitué par des formations miocènes supérieur et inférieur [8], respectivement au Sud et au Nord d'une ligne Beliet-Hostens-Saint-Symphorien-Captieux. Sur la bordure périclinale de la ride anticlinale Villagrains-Landiras, apparaissent des formations oligocènes et éocènes.

Le tracé des isobathes fait ressortir la présence de deux vallées principales affectant la surface miocène inclinée vers l'Ouest-Sud-Ouest.

— L'une, pratiquement Sud-Nord, dissymétrique et assez encaissée, est située légèrement à l'Ouest du cours actuel du Ciron ;

— L'autre, Nord-Est à Sud-Ouest, moins accusée, sépare la zone haute de Captieux de celle de Guillos. Elle est accompagnée au Sud et au Nord de deux dépressions largement ouvertes vers l'Ouest, centrées sur Luxey et Hostens-Saint-Magne.

Cette surface a été remblayée par des dépôts alluviaux⁽¹⁾ rapportés aux « Sables fauves » et aux « Glaises bigarrées » pliocènes, et, abusivement, au « Sable des Landes » quaternaire.

Ces dépôts proviennent de la zone haute de Captieux et localement, pour une faible part, du démantèlement de la ride Villagrains-Landiras.

LE SABLE DES LANDES

L'expression « Sable des Landes » a été et est encore communément employée pour désigner les dépôts détritiques, le plus généralement non consolidés, qui constituent la couverture des formations

tertiaires du Bassin Aquitain dans le secteur grossièrement délimité :

— A l'Ouest, par le système dunaire littoral de l'océan Atlantique ;

— A l'Est, par les terrasses de la Garonne et de la Gélise ;

— Au Sud, par la région des « Sables fauves » de la Chalosse, c'est-à-dire par les terrasses de l'Adour.

Cette acceptation, qui entraîne un âge quaternaire supérieur, est impropre car elle regroupe des dépôts s'échelonnant en fait depuis le Mio-pliocène jusqu'au sub-actuel. De plus son origine éolienne implicite est récusée par le faciès fluviatile de la plus grande partie de ses constituants, tel qu'il ressort des études morphoscopiques et morphométriques.

Par « Sable des Landes », il faut entendre les dépôts superficiels sableux éolisés à la fin de la grande glaciation würmienne (Würm III/Würm IV).

Dans l'esprit de ceux qui ont étudié le « Sable des Landes », cette dénomination correspond à ces sables éoliens et aux alluvions fluviatiles (argiles, graviers, sables argileux) sous-jacentes, rattachées aux terrasses de l'Adour et de la Garonne [1]. Ces dépôts détritiques se montrent en superposition directe sur les « Glaises bigarrées » et les « Sables fauves ».

Cette mise au point n'apparaît pas inutile étant donné les interprétations données dans la littérature et des confusions qui en résultent pour le lecteur.

(1) L'étude stratigraphique, dynamique et géochimique de ces dépôts fait l'objet des recherches de l'un de nous.

CARACTERES GENERAUX

Le Sable des Landes est composé de grains quartzeux hyalins, blanc ou blanc-jaunâtre, parfois rosé, et de minéraux lourds.

Au point de vue granulométrique, c'est un sable très bien classé, avec un triage assez grand, et présentant une grande symétrie.

Statistiquement la médiane est de 0,29 mm, mais peut varier dans des limites assez larges (0,2 à 0,4 mm). Les grains supérieurs à 2 mm sont rares, et lorsqu'ils sont présents, n'excèdent pas 4 % environ. La partie silteuse est réduite, voire nulle, et peut atteindre 1 à 2 %.

L'étude morphoscopique montre que ce sable

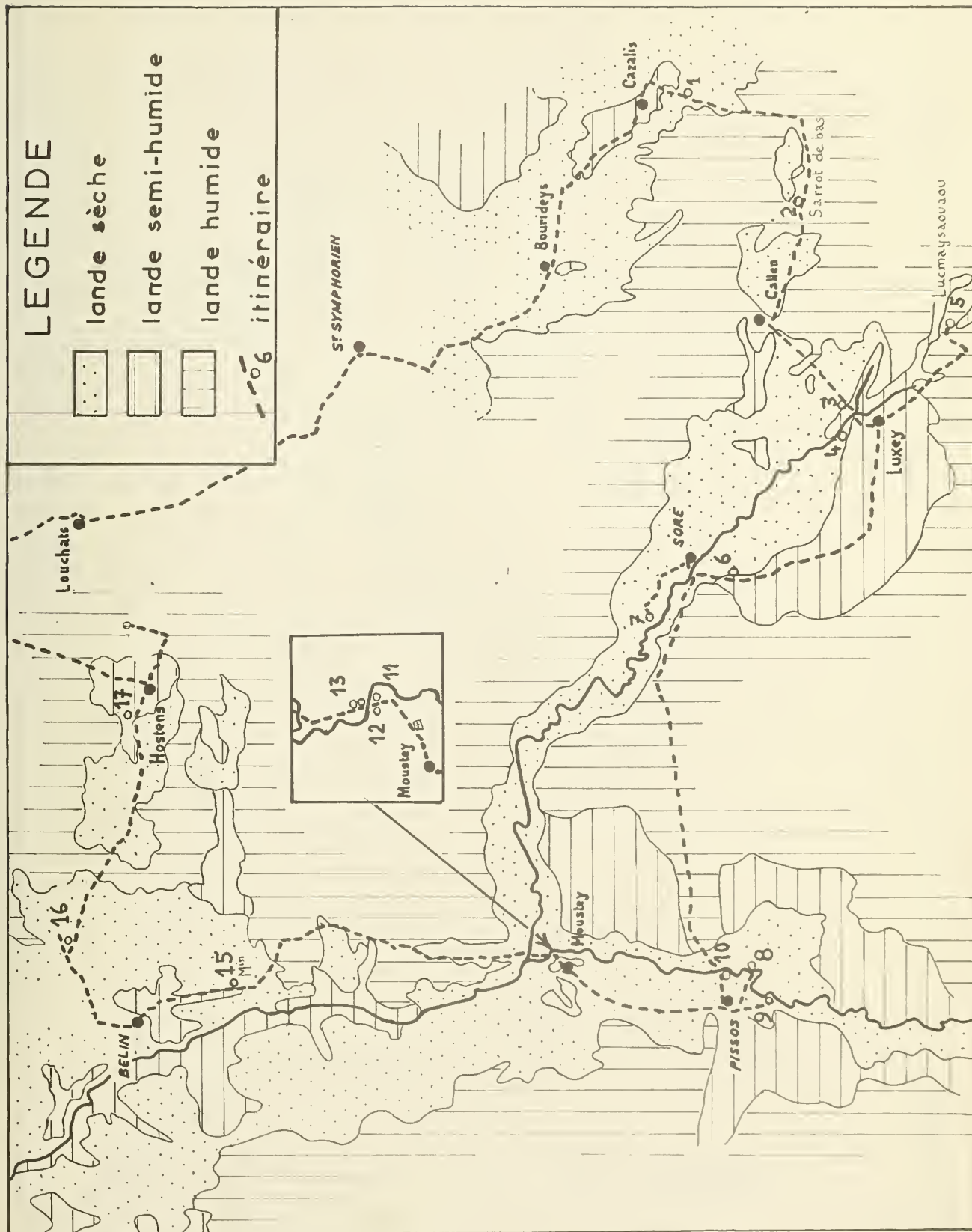
est éolisé, mais ce caractère est plus ou moins bien marqué.

La teneur pondérale de la fraction lourde⁽²⁾ varie de 0,3 à 2,5 % et comprend près de 75 % de minéraux ferri-fères.

Ce sable a été formé aux dépens des alluvions anciennes continentales.

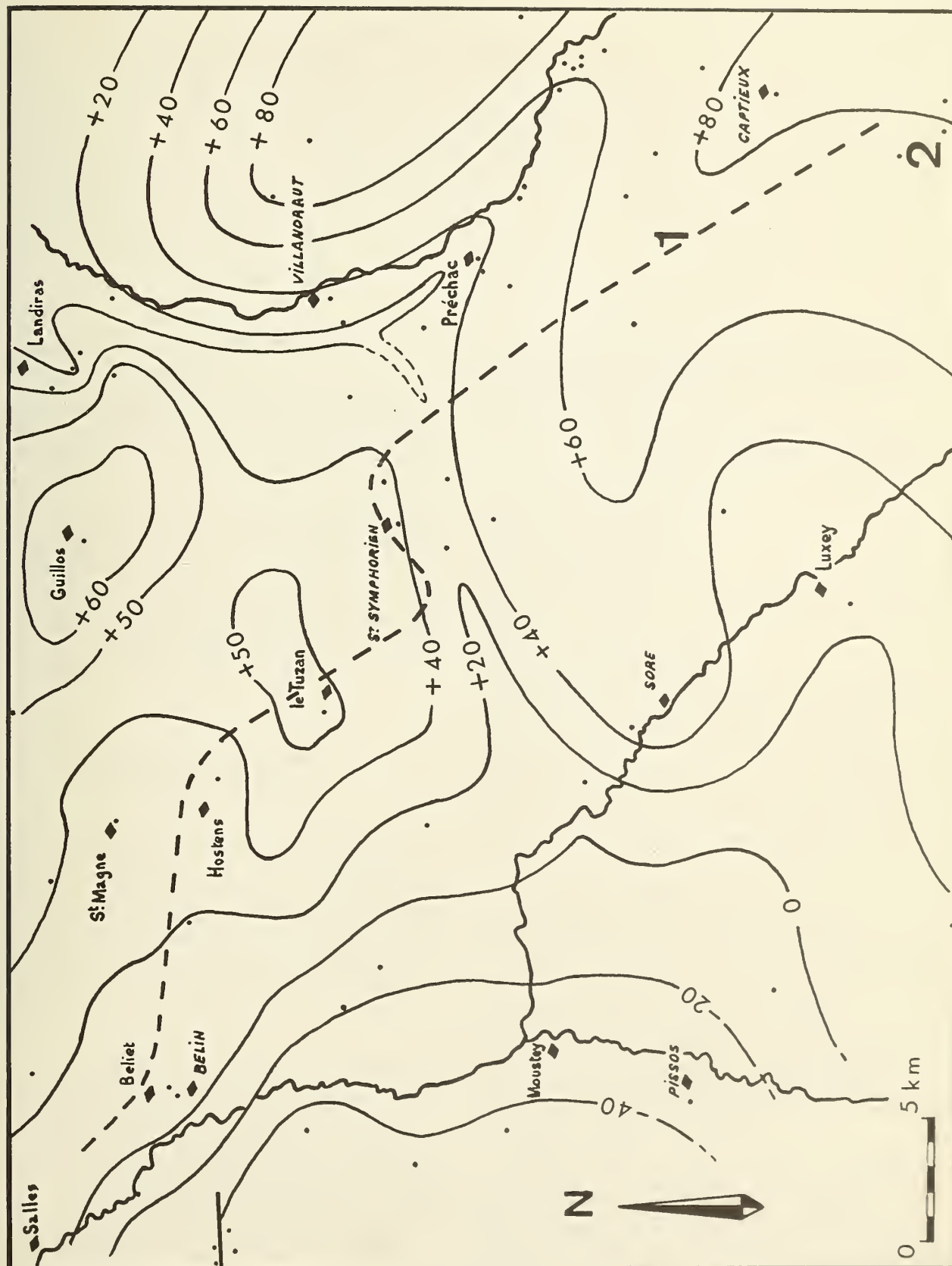
Soulignons que la présence de graviers est incompatible avec le mode de mise en place du Sable des Landes, si ce n'est dans certaines zones localisées par suite de phénomènes de ruissellement.

(2) Pour la description de ces minéraux lourds, voir en particulier S. DUPLAIX, 1956, « Etude pétrographique des formations meubles de la Gascogne, du Pays Basque et de leur littoral ». *Mém. Soc. géol. France*, n° 77, p. 55-58.



ITINERAIRE ET CARTE SCHEMATIQUE SIMPLIFIEE DE LA VEGETATION

Echelle : 1/200 000



ESSAI DE RECONSTITUTION DE LA TOPOGRAPHIE PRE-PLIOCENE

 Echelle : 1/240 000^e

1. Limite Miocène supérieur - Miocène inférieur
2. Forages.

ITINÉRAIRE

L'itinéraire est consigné sur les feuilles n°s 78 et 79 de la carte Michelin.

Les cartes géologiques correspondantes sont celles de La Teste-de-Buch n° 191, La Réole n° 192, Sore - Contis-les-Bains n° 203 et Grignols n° 204.

A partir de Bordeaux, emprunter la R.N. 651 jusqu'à Hostens, puis la D 111 jusqu'à Saint-Symphorien ; parcourir 2,5 km sur la D 8 (Saint-Symphorien - Sore) jusqu'au lieu-dit « Burnet », avant de prendre la D 115, qui traverse Bourideys et la Souis, permettant ainsi de gagner Cazalis, point de départ de l'excursion.

DE CAZALIS A LUXEY

Le sable des Landes

Un court arrêt dans cette petite bourgade permettra de se sentir au cœur de la Lande. Le cadre est caractéristique de cette région d'Aquitaine : habitat très dispersé au milieu d'une grande clairière bordée par la forêt de pins, maisons en torchis ou en briques plates soutenues par des festons de bois...

Pour gagner la première station, reprendre au centre du bourg la D 115 sur 800 m ; au carrefour tourner à droite sur un petit chemin v.o. goudronné, dépasser le hameau de « Péchon » et s'arrêter sur le côté gauche, en face d'une petite sablière, située à 30 m du bord de la route. Cette carrière donne une bonne coupe de la base de la dune de Cazalis.

Le profil type se présente comme suit :

0,02 à 0,08 m (A₀) : humus, surmonté par une litière constituée de mousses, aiguilles de pins, quelques lichens pouvant atteindre 0,30 m.

0,06 à 0,12 m (A₁) : sable siliceux gris clair ;
(C) : sable siliceux blanc jaunâtre, plus au moins grossier, aréolé au sommet.

Ce profil correspond à un sol peu évolué, s'apparentant à un sol lessivé.

En retraversant la route et en faisant l'ascension de la butte sableuse qui la domine d'une vingtaine de mètres, on peut observer les formes typiques du relief dunaire.

Le Douc de Cazalis est la dune continentale la plus élevée du plateau landais avec une hauteur de 25 m environ. C'est une dune parabolique, de convexité tournée vers l'Est et de plus grande déclivité vers le Nord. La branche septentrionale, orientée Nord-Ouest à Sud-Est, mesure 4,2 km et la branche méridionale, pratiquement Ouest-Est, 3,6 km.

La branche septentrionale, traversée ici, a été remaniée par des vents d'Ouest-Sud-Ouest qui ont formé des excavations elliptiques (caoudeyres) dont le produit a été rejeté en avant et latéralement, marquant la fin de l'activité de la dune.

Cette dune est constituée par un matériel siliceux bien classé (coefficient de triage $S_0 = 1.2$ à 1.3) à caractère éolien très nettement marqué, dont la médiane varie de 0.23 à 0.37 mm du sommet à la base du versant sous le vent.

Près de la tête (Cap du Douc), à l'intérieur de la parabole, se trouve un lac temporaire qui dénote la proximité de la nappe phréatique.

Il est à remarquer dans le boisement du massif dunaire, un cas de mauvaise croissance des pins

correspondant aux zones de déflation. Cette carence dans le développement paraît être provoquée par un enrichissement du sol en minéraux lourds qui entraîne une concentration de certains minéraux toxiques.

En s'avancant d'une centaine de mètres en direction de Callen, on découvre un vaste panorama dénudé, très plat, qui contraste avec le précédent relief. La pente générale du sol est faible en direction du Sud-Ouest ; le Douc de Cazalis est en effet à la limite des bassins versants des deux Leyres et du Ciron.

A ce propos, on peut voir les premiers fossés de drainage de 0,40 à 0,50 m de profondeur seulement, dans une zone où la nappe phréatique est très près de la surface du sol toute l'année.

[7 km] (1).

Le prochain arrêt se situe à la sortie du lieu-dit « Sarrot de bas ».

Après avoir suivi la route goudronnée sur 5 km, s'engager à droite sur une piste en très mauvais état reliant Captieux à Callen (2), avant d'atteindre ce petit hameau.

Sur le bas-côté droit de la route, il est possible d'observer les premiers profils pédologiques spécifiques à la haute lande mal drainée. Un exemple en est donné ci-dessous :

0,05 (A₀) : humus.

0,40 (A₁-A₂) : sable gris.

0,15 (B) : sable brun foncé, peu consolidé (alios humique).

0,25 (C) : sable brun jaune.

Ce profil pédologique caractérise un podzol humique hydromorphe à gley.

Il est visible que dans le cas présent, les horizons (A) à (C) sont concentrés sur quelques dizaines de centimètres.

[9,5 km].

Pour gagner l'arrêt suivant, continuer jusqu'au bourg de Callen. De là, prendre à gauche la D 4 en direction de Luxey et s'arrêter sur le côté droit, juste avant d'amorcer la descente vers le lit de la

Petite Leyre, en face d'une carrière de sable située au bord de la route. La rivière coule à 500 m en contre-bas de l'arrêt proposé.

Cette petite sablière, exploitée irrégulièrement, a été ouverte à la limite lande moyenne - basse lande, en un lieu où le plan d'eau de la nappe phréatique est à près de 8 m sous le sol en hiver.

Sur le front Nord-Ouest, on peut observer des exemples de stratifications obliques avec des figures de remaniements qui se traduisent par des discordances des feuillets élémentaires. Sur certains profils, la présence de grains plus gros permet de retrouver la direction des vents qui ont formé cette accumulation.

Les phénomènes verticaux de migrations des solutions dans le matériel sableux ont pu se développer au maximum comme en témoigne l'épaisseur des différents horizons pédologiques facilement dissociables :

0,10 - 0,12 (A₀) : humus.

0,20 - 0,25 (A₁) : sable fin gris.

0,50 (A₂) : sable gris avec taches blanches.

0,15 : sable gris brun, avec auréoles claires.

0,05 (B₁) : alios humique noir, avec indentations descendant jusqu'à 0,60 m de profondeur.

0,85 (B₂) : alios brun tendre.

(C) : sable jaune plus ou moins grossier.

Cette coupe traduit un podzol secondaire forestier, humo-ferrugineux (variation de végétation).

De l'autre côté de la route, la coupe du talus montre un podzol identique.

DE LUXEY A PISSOS

Divers faciès argileux
recouverts par le sable des Landes

En passant sur le pont de la Petite Leyre, s'arrêter quelques instants pour observer les eaux de couleur jaunâtre, riches en oxydes de fer pro-

(1) [7 km] : distance séparant l'arrêt précédent du suivant.

(2) Cette piste n'est mentionnée sur la carte Michelin que de Callen à Pallas. En réalité elle se poursuit jusqu'à la limite de la Gironde et des Landes.

venant du lessivage des sols et de leur substratum sableux. Sur les berges de la rivière se développe une végétation exubérante caractéristique de la forêt-galerie.

[2 km].

En quittant le pont, continuer une centaine de mètres avant de s'engager à droite sur une piste qui mène à travers bois à la tuilerie de Luxey.

La carrière est située sur la rive gauche de la rivière. En marchant le long du sentier menant à l'exploitation, il est possible d'observer quelques aspects du sol podzolique à pseudo-gley et de remarquer l'importance de l'horizon (B₂) compact et sombre (cf. photo n° 1).

Exemple de la coupe complète relevée au niveau de la carrière :

- 0,10 (A₁) : sable gris humique.
- 0,50-0,55 (A₂) : sable gris.
- 0,05 : sable roux.
- 0,70-0,90 (B₂) : alios brun rouge foncé.
- 0-0,30 : sable fin, jaune pâle.
- 1,30 (C) : sable blanc.

Ces sables représentent le Sable des Landes et reposent sur la succession argileuse suivante :

- 0,30 : argile jaune à débit prismatique.
- 0,10-0,40 : argile gris clair,

Argiles grises à traînées lie-de-vin avec concrétions limonitiques atteignant plus de 6 cm (faciès type des glaises bigarrées) visible sur plus de 2,50 m de hauteur.

A signaler, près de « Lucmaysaouaou », un modelé fluvial relativement rare dans les vallées landaises.

[8 km].

Gagner le bourg de Luxey, emprunter la D 9 sur 4,5 km puis tourner à gauche, au lieu-dit le « Petit Bouscat », sur une piste sablonneuse carrossable conduisant à travers bois au lieu-dit le « Gaouchey ». Franchir le pont sur la Petite Leyre et poursuivre encore 150 m environ.

L'observation attentionnée de la topographie de cette portion de vallée permet de remarquer une

imbrication de formes dues à l'érosion fluviale : la vallée composée est assez large, avec au premier plan une partie fossile peu encaissée, puis au second plan une partie active à fond plat, entaillée par un lit étroit et profond de 2 à 3 m. Entre les deux, un petit mamelon recouvert de lande fait figure de butte-témoin. La partie active forme un méandre dont le bord convexe (côté rive gauche) est très incliné et soumis à l'érosion, alors que le bord concave est plat et correspond à la zone d'atterrissement des alluvions sableuses déposées lors des crues saisonnières. Immédiatement à l'aval de la portion élargie de la vallée, un étranglement a été choisi pour la construction du pont emprunté.

Une comparaison toute relative pourrait être faite avec les verrous des vallées fluviales en pays calcaire. Dans le cas présent, les flancs de la partie élargie sont composés uniquement de sable, ceux de la partie resserrée comportent à leur base un niveau limoneux et graveleux de plusieurs mètres de puissance supportant un sol podzolique.

[11 km].

Remonter vers Luxey pour prendre au centre du bourg la R.N. 651 en direction de Sore. Avant d'atteindre cette ville, un court arrêt permettra d'observer un exemple d'évolution pédologique très récent à l'emplacement d'une prairie artificielle.

S'arrêter sur le côté droit de la route nationale à une centaine de mètres avant le carrefour de la R.N. 651 et de la D 45 (Sore-Labouheyre). Là, une partie de la vallée du petit ruisseau du Moulin de Gadin, encaissée de 3 à 4 mètres, a été aménagée en prairie depuis une ou deux générations. C'est une zone très plate ceinturée par des petits canaux de drainage.

L'originalité de ces prairies réside dans le grand développement de l'horizon A₀ (correspondant à la litière herbacée en décomposition) qui peut atteindre dans les prairies anciennes 2 à 3 décimètres d'épaisseur. Les sables sous-jacents sont fortement chargés en matière organique (sables noirs).

La prairie prise comme exemple est récente et l'horizon A₀ est faible (5 cm environ).

[2 km].

A l'entrée de Sore, regarder en passant depuis le pont routier la vallée de la Petite Leyre.

La rivière a déjà creusé son lit d'une façon importante : la vallée en forme de V prononcé est large au maximum de 200 m pour une dénivellation de 15 à 18 mètres.

La couverture sableuse a ici une puissance d'une dizaine de mètres ; sa base est constituée d'un sable argileux jaune de 5 m environ d'épaisseur et surmonte des glaises bigarrées que l'on voit en affleurement sur les bords et dans le fond du lit de la rivière.

[3 km].

A Sore, prendre la direction de Bordeaux en remontant la R.N. 651 ; 800 m après le hameau de « La Ville », emprunter sur la gauche une piste conduisant au lieu-dit « La Tuilerie ».

Le site est charmant et l'on a une vue générale sur la vallée de la Petite Leyre. Une carrière y a été ouverte pour l'extraction de l'argile, et abandonnée en 1966.

Dans cette carrière, le Sable des Landes dont l'épaisseur est réduite (1,60 m) et dans lequel on peut distinguer un podzol humique hydromorphe (cf. photo n° 2) recouvre de l'argile jaune et grise (1,10 m) puis grise (plus de 3 m) que sépare un lit de graviers et de galets siliceux.

Derrière la maison d'habitation de l'exploitant se développe sur une soixantaine de mètres une petite falaise artificielle :

Le sable des Landes, guère plus épais que dans la coupe précédente, présente la succession suivante :

0,05 (A₀) : humus (partiellement arasé).

0,60 (A₁-A₂) : sable siliceux gris.

0,50-0,80 (B₂) : alios brun rouge foncé.

0,50-0,80 (C) : sable siliceux fin brun jaune pâle et blanchâtre.

Ce sol podzologique repose sur un complexe sablo-argileux visible sur plus de 4 mètres de hauteur et composé par des alternances de sables hétérométriques, graveleux vers la base, plus ou moins argileux, de couleur jaune à brun très pâle, locale-

ment rubéfiées, ainsi que de petits niveaux argileux gris.

[23 km].

Revenir à Sore pour emprunter la D 43 jusqu'à Pissos. Au bourg, prendre la route qui mène au lieu-dit « Bern » et s'arrêter près du pont franchissant la rivière à 2 km au Sud-Est de Pissos. Descendre le cours le long de la rive droite sur 300 mètres environ.

On atteint alors une zone où les glissements de terrains ont été nombreux. Au cours du cheminement il sera possible de voir les pointements d'alios fossile sur le bord supérieur de ce flanc.

Ce niveau, concrétionné, très compact, forme un promontoire discontinu d'une soixantaine de centimètres environ d'épaisseur qui tranche sur le sable gris clair.

Dans la zone de glissements, on peut distinguer nettement la forme des loupes, leur superposition, et retrouver le contact, sable plus ou moins argileux — argile qui est la cause de ces perturbations en liaison avec l'eau qui s'écoule au-dessus du niveau imperméable.

Le Sable des Landes se développe ici sur une dizaine de mètres de hauteur et repose sur une série sablo-argileuse visible sur une hauteur sensiblement égale. Cette série comprend à partir de la rivière plus de quatre mètres d'argile bariolée, puis des sables jaune pâle ou blancs, localement rubéfiés, avec graviers à la base, entrecoupés par deux niveaux d'argile grise et jaune de 0,70 m d'épaisseur environ.

Au retour sur le pont, il est possible de saisir l'évolution géomorphologique de la partie amont de la vallée.

Côté rive droite, la rivière vient buter au pied de la falaise argilo-sableuse fortement inclinée. Le lit proprement dit est étroit et profond de 3 m environ ; il est bordé par une zone très plate, large d'une cinquantaine de mètres, correspondant à l'aire d'alluvionnement constituée de 2,5 à 3 m de sable blanc où s'intercalent çà et là de petits niveaux tourbeux d'origine très récente.

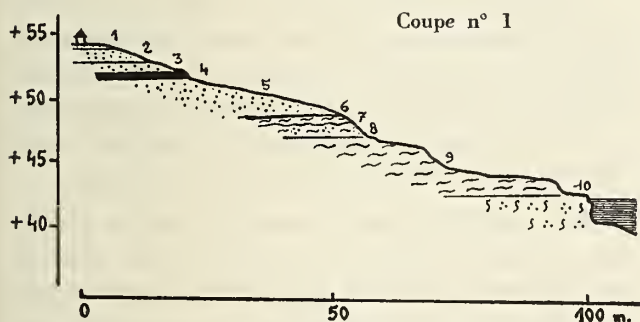
Un talus vertical et rectiligne, de 3 à 4 m de hauteur, limite cette basse « terrasse ». Il

correspond au niveau argileux compact qui a résisté à l'érosion. Au-dessus et en retrait apparaît un autre talus à forte pente où l'on retrouve le Sable des Landes sus-jacent.

[3,5 km].

Quitter le pont du « Bern » pour gagner l'ancienne tuilerie de « Claveyre » située à 1,4 km au Sud de Pissos, à proximité de la D 20. Emprunter une piste à gauche, 250 m avant le pont du « Fourneau » qui enjambe la Grande Leyre.

Le relevé d'une coupe (3) dans le Sable des Landes et son substratum argileux peut être fait le long de la rive gauche, au-dessus de la zone d'extraction abandonnée et envahie par la végétation.



PISSOS. Tuilerie « Claveyre »

1. Humus et sable gris humifère.
2. Sable moyen gris.
3. Gros sable brun gris.
4. Alios brun rouille foncé.
5. Sable grossier blanc.
6. Sable fin roux et cuirasse.
7. Argile noire.
8. Argile grise, sableuse.
9. Argile jaune.
10. Argile grise, limoneuse.

[3 km].

Reprendre la D 20 puis la D 43 et s'arrêter à la tuilerie située à 1,3 km du bourg de Pissos. Le front de taille occidental de la carrière, récemment abandonnée, permet de relever la coupe suivante :

- Sable des Landes, 2,50 m environ ;
- Cuirasse litée, gréseuse au sommet, argileuse et durcie à la base, 1 à 3 cm ;
- Argile grise très foncée, plastique, à débris végétaux, paraissant noire, humide (0, 25 m) ;

— Argile gris clair (0,20 m) ;

— Argile bariolée, visible sur plus de 3 m de hauteur.

Les différentes coupes que l'on peut examiner font ressortir que la surface de ces argiles est irrégulière et affectée d'un plongement général vers la rivière.

Le long de la D 43, entre la tuilerie et le pont de « Testarrouman » sur la Grande Leyre, on retrouve aisément la succession de ces différents niveaux argileux et des sables qui les surmontent.

Mentionnons, à 5 km au Nord-Est de Pissos et en aval du pont du « Passet » un affleurement comparable à celui de la tuilerie précédente.

Le sable des Landes a ici une épaisseur de 3,60 m et comporte un podzol humo-ferrugineux avec un horizon B₂ particulièrement épais (1,35 m). A sa base, on retrouve une cuirasse litée de 3 à 7 cm d'épaisseur. Les argiles sous-jacentes, visibles sur plus de 3 m de hauteur, débutent par un niveau gris très foncé riche en débris végétaux (0,40 m) auquel fait suite un niveau gris clair (0,25 m) puis gris bariolé de jaune et de brun.

DE MOUSTEY A BELIET

Aperçu des dépôts graveleux

En quittant la tuilerie de Pissos, on entre dans une région où l'horizon des « Glaïses bigarrées » s'enneige vers le Nord-Ouest, et où seules les argiles grises ou jaunes ne sont visibles que dans le fond du lit des deux Leyres. Au-dessus, apparaissent les graviers.

D'une manière générale, les affleurements de graviers sont localisés sur la rive droite de la Grande Leyre, à partir de la confluence de la Petite Leyre.

Ces graviers se présentent sous forme de dépôts torrentiels ou de remblaiement de vallée fluviale, plus rarement sous forme de dépôts deltaïques lacustres.

(3) Cette exploitation est arrêtée depuis plusieurs générations, l'étude des affleurements nécessite un travail préparatoire important.

On peut les suivre sous le revêtement superficiel éolien qui constitue le « Sable des Landes », lorsqu'il existe, à la faveur de gravières ou de coupes naturelles provoquées par le réseau hydrographique.

[9 km].

S'arrêter à la sortie de la ville de Moustey sur la D 120, 200 m environ après le cimetière.

Un petit affleurement d'accès facile se trouve sur le côté droit et au bord de la route, 100 m avant le pont.

Là, des graviers mélangés à du sable argileux, brun pâle à jaune brun, surmontent un banc d'argile jaune, entaillé par la rivière, mais masqué par des éboulements sableux. A la base de cette coupe, une petite excavation fait entrevoir un niveau de graviers argileux gris blanchâtre.

La taille moyenne de ces graviers est de l'ordre de 0,5 à 1 cm ; de petits galets siliceux y sont fréquents, et parfois de galets d'argile.

Face à cet affleurement, une sablière a été ouverte tout récemment.

Ces sables, de couleur blanche, renferment des galets et des blocs patinés d'argile brun-jaune clair ou gris (pouvant atteindre 0,30 m de longueur), de nombreux fragments et débris de cuirasse peu ou pas roulés.

La mise en place de ces sables par les eaux courantes ne fait aucun doute. Toutefois ces sables ont un net caractère éolien.

On peut en outre remarquer la présence d'un sol brun forestier à évolution podzolique : sous 0,10 à 0,20 m de sable gris (A), riche en débris végétaux et humus, un sable brun à taches claires (B) passe progressivement à un sable jaunâtre qui surmonte la roche-mère (C) représentée par les sables « fluviatiles » blancs.

Sur le front occidental de la carrière, on peut noter vers 1,40 à 1,80 m sous le sol et s'étendant sur plus de 10 mètres de longueur une ferruginisation affectant la forme d'une bande sub-horizontale, sinueuse. Une deuxième ferruginisation plus importante peut être observée en-dessous.



MOUSTEY. FERRUGINISATIONS DANS LES SABLES

Coupe n° 2

Traverser le pont pour examiner une autre sablière toujours sur le bord de la route et à droite. Cette exploitation montre des stratifications obliques entrecroisées avec figures de remaniements se traduisant par de nombreuses discordances parfois soulignées par des lits de sable grossier.

La masse principale est constituée par des sables blancs (médiane 0,23 mm) éolisés, avec vers la base de fines passées ou des galets patinés d'argile kaolinique blanche. Ces sables sont surmontés par d'autres sables légèrement plus fin (médiane 0,20 mm) jaune pâle, à caractère éolien bien marqué.

Le profil pédologique y est très réduit.

En quittant cette sablière pour revenir vers la rivière on longe sur une cinquantaine de mètres le front de taille abandonné d'une ancienne exploitation de graviers analogues à ceux vus précédemment.

Ce talus fait apparaître des fentes verticales espacées de 1,20 à 1,70 m, parfois moins, larges de 2 à 3 cm environ, reliées ou non entre elles par d'autres fentes sub-horizontales ou légèrement inclinées, assez espacées.

Leur remplissage meuble (sable fin gris blanchâtre) montre que ces fentes se sont produites postérieurement au dépôt très probablement sous l'influence du gel. Les bords internes de ces fentes sont ferruginisés.

[13 km].

Remonter vers le Nord par le D 134 ⁽⁴⁾ : 1 km après avoir dépassé la limite des départements des Landes et de la Gironde, tourner à gauche sur un chemin V.O. qui traverse le lieu-dit « Le Meynieu » et continuer jusqu'au Moulin du Moine construit en bordure du ruisseau du Bouron encaissé d'une quinzaine de mètres.

De part et d'autre de la route goudronnée, aux embranchements de l'ancienne route Napoléon, dont certains pavés sont en garluche, les graviers affleurent.

Dans ce secteur, les dépôts superficiels sont constitués par une nappe de graviers stratifiés, affectée d'un plongement général de 20 à 25° vers le Nord-Ouest et parcourue par de petits chenaux peu profonds (de l'ordre du mètre). Ces graviers plus ou moins sableux, dont l'épaisseur peut dépasser 2 mètres, reposent sur des sablons siliceux (médiane 0,10 mm) visibles sur 10 à 12 m de hauteur sur la rive gauche du Bouron.

Une centaine de mètres plus au Nord, sur le côté gauche de la route, on longe un talus de 1,5 à 2 m de hauteur où l'on peut remarquer, dans des sablons, à 1 m au-dessus du fossé, une ferruginisation de 4 à 5 cm d'épaisseur composée de bandes parallèles, dont la teinte se dégrade vers le haut ou vers le bas.

En face, on peut observer un bel exemple de berceau de stratification individualisant un ancien chenal, et retrouver les sablons sous-jacents.

[8 km].

Gagner Beliet par la R.N. 10 et prendre à droite la D 111 jusqu'à l'intersection des routes de Saint-Magne et d'Hostens. A 500 m de là, sur la route de Saint-Magne et à droite, on arrive aux « Sablières » du Haut Ballion.

La carrière la plus méridionale, exploitée activement, présente de très belles figures de sédimentation rythmique (cf. photo 5), normalement gradée (cf. photo 6), s'apparentant aux différentes parties d'un delta sous-lacustre :

L'élément frontal est constitué d'un empilement de feuillets rectilignes de 2,5 m d'épaisseur environ

(hauteur), inclinés de près de 25 à 30°, très légèrement arqués à la base. Cet élément est tronqué par une surface d'érosion plane que surmonte un horizon de sables faiblement éolisés (les arêtes et les faces des grains sont aisément reconnaissables), recouvert d'un faible placage de Sable des Landes arasé dans le domaine de cette exploitation.

La partie basale est rarement visible par suite d'éboulis qui intéressent une hauteur de plus de 2 m. Lorsqu'elle est dégagée, on peut alors observer une répétition de cette structure.

L'axe du chenal principal recoupé par l'exploitation est à très peu près Nord 120°, et le sens d'écoulement Nord-Ouest, c'est-à-dire grossièrement parallèle au cours actuel de la Leyre.

D'autres carrières sont réparties à proximité, notamment vers le ruisseau de Paillase où une autre exploitation, arrêtée sur un niveau d'argile kaolinique, met en évidence des faisceaux entrecroisés de stratifications obliques avec des chenaux secondaires.

Dans ces sables graveleux, les galets sont peu abondants et le plus souvent fortement altérés. Une étude statistique fait ressortir qu'approximativement 40 % des galets ont une longueur comprise entre 20 et 30 mm, 35 % entre 30 et 40 mm, 20 % entre 40 et 50 mm, et 15 % entre 50 et 60 mm. Au-delà de cette dernière classe, ils sont très rares et le plus long rencontré mesure 72 mm.

Quant aux sables qui accompagnent ces galets et les graviers, ils ont un caractère fluvial accusé.

HOSTENS

Les lignites

Comme point final à cet itinéraire, nous proposons de se rendre sur l'emplacement d'un des gisements de lignite d'Hostens, dont l'exploitation a cessé en 1965 après épuisement des réserves.

Le lignite, reconnu vers 1929, a été utilisé depuis 1932 par une centrale thermique de l'E.D.F. qui a successivement exploité le gisement de la « cote 89 », à 4 km au Sud-Est du bourg, puis

(4) Qui devient la D 110 E en changeant de département.

ceux de « Bousquey » et de « Lamothe » immédiatement au Nord.

Les zones ainsi déhouillées ont été progressivement envahies par des lacs en relation avec la nappe phréatique.

[10 km].

En quittant l'arrêt précédent des « Sablières » de Haut Ballion, emprunter la D 111 C en direction d'Hostens jusqu'à ce que l'on aperçoive sur la gauche et à 500 m environ de la voie ferrée, les premiers remblais de mort-terrains. L'accès aux abords d'une coupe des terrains en place se fait en utilisant le terre-plein occidental. A 300 mètres de la route, sur la limite de l'exploitation, le banc de lignite est visible sur 1,50 m environ. Il est surmonté par plusieurs mètres de Sable des Landes laissant apparaître localement un niveau d'alias bien développé.

La couche de lignite, épaisse de 2,5 à 5 m en moyenne, est composée d'une pâte homogène brune,

fonçant à l'air, et de nombreux restes de bois [fragments de troncs, souches, branches...] (5). Ce lignite, au moins pour une grande part, est autochtone.

L'étude des macro-restes végétaux [5] permet d'attribuer à ce dépôt un âge probable allant du Miocène supérieur au Pliocène, mais exclut définitivement la possibilité d'un âge Quaternaire. La plupart des espèces reconnues sont fossiles et représentées par des cupressacées en majeure partie (cypres, genévriers, etc.), et par des pins.

Ce dépôt est recouvert directement par le Sable des Landes dont l'épaisseur moyenne est de l'ordre de 4 m, parfois de moins d'un mètre dans les dépressions.

Outre les gisements d'Hostens, on rencontre de petits affleurements de lignite à proximité du bourg de Beliet, ainsi que dans les vallées des ruisseaux de la Grande Houtine et du Gua-Mort.

(5) On peut voir de très beaux troncs lignifiés dans le gisement de « Bousquey », à 2 km environ à l'Est.

SYNTHÈSE RÉGIONALE

Au point de vue géologique, cet itinéraire permet de mettre en évidence que *le Sable des Landes a une épaisseur assez restreinte*, quelques décimètres à 3-4 mètres en moyenne, pouvant atteindre localement une douzaine de mètres, épaisseur nettement inférieure à celle définie habituellement. Et contrairement à ce qu'il est admis, *ce sable éolien ne comporte pas d'une façon constante un niveau graveleux à sa base*. Il est indépendant des graviers, argiles et argiles à graviers avec lesquels il est associé jusqu'à présent. Il recouvre en fait n'importe quel dépôt quaternaire, pliocène et plus ancien. De plus, *il ne forme pas un revêtement continu*.

Les dépôts sous-jacents forment un complexe continental⁽¹⁾ alluvial dont l'absence de fossile ou d'industrie ne permet pas pour l'instant d'en différencier les niveaux d'une manière rigoureuse, et qui doit donc être rapporté au Plio-pléistocène.

SUCCESSION STRATIGRAPHIQUE PROPOSÉE

QUATERNAIRE SUPÉRIEUR.

— Alluvions des vallées, issues du remaniement du Sable des Landes et du ravinement de son substratum ;

— Sables moyens éoliens (*Sable des Landes*).
Tourbes.

QUATERNAIRE MOYEN ET INFÉRIEUR.

— Graviers sableux et sablons siliceux. Sables fluviatiles avec argile kaolinique à l'état sporadique. Argiles grises et jaunes, localement sableuses et plus ou moins graveleuses.

PLIO-PLÉISTOCÈNE.

- Cuirasse ferrugineuse ;
- Argile grise très foncée ou brune, à végétaux. Lignites (?) ;
- Argile aux teintes vives, rubéfiée, à dominante jaune et orangé, plus ou moins sableuse, et parfois à concrétions limonitiques. (*Glaïses bigarrées*) ;
- Argile magnésienne grise, sableuse et graveleuse.

LE PLIOCÈNE, provenant *pro parte* du remaniement des sédiments sous-jacents, peut se rencontrer sous deux faciès principaux :

Les sables « fauves » à grain fin, accompagnés de sables argileux et de graviers siliceux.

Les sables « verts », glauconieux et micacés, plus ou moins argileux.

Il convient de mentionner également le bassin lignitifère d'Hostens, et vraisemblablement les affleurements signalés précédemment.

APERÇU PEDOLOGIQUE

La région parcourue comporte essentiellement des sols podzoliques bien différenciés témoins d'une évolution pédologique poussée avec un lessivage intense. Certaines coupes montrent des podzols forestiers typiques (cas des stations bien drainées) avec un horizon A₁ cendreuse (podzol ferrugineux) et apparition d'un horizon B₁ d'accumulation humi-

(1) Encore que ce dernier comporte vers l'Ouest des termes marins pliocènes très faiblement carbonatés.

que formé postérieurement à l'horizon d'accumulation ferrugine (podzol humo-ferrugineux).

Le cas le plus fréquent reste cependant celui des sols podzoliques avec un horizon A₂ clair, pas tout à fait cendreuse et un horizon B concrétionné ocre rouille.

Une hydromorphie locale s'observe dans certains cas (stations mal drainées) ; cet état conduit à la formation d'un horizon B humique ou, le plus souvent, humo-ferrugineux ; les horizons A₁ et A₂ ne sont plus dissociables. Ces podzols à pseudo-gley sont dus à la présence à plus ou moins faible profondeur d'un niveau argileux.

En certains points, on constate également l'apparition d'une gleyification secondaire ; elle se traduit par l'apparition de taches gris clair dans l'horizon B, vraisemblablement en relation avec l'imperméabilisation progressive de cet horizon (variation des conditions hydrologiques).

Dans les dunes anciennes formées aux dépens du Sable des Landes, nous avons un sol peu évolué qui s'apparente à un sol lessivé par suite d'un commencement de formation de l'horizon B (structure aréolaire).

Les horizons durcis

La question des horizons durcis dans les Landes de Gascogne a été évoquée depuis longtemps sans qu'aucune réponse générale satisfaisante n'ait été encore apportée tant à propos de l'origine que de la genèse de cet horizon qui confère aux sols landais leur particularité.

L'ALIOS

rattaché à l'horizon pédologique B.

C'est un concrétionnement en masse résultant d'une cimentation des grains de sable quartzueux par des composés humo-ferrugineux et colloïdaux. Physiquement, il correspond à un grès tendre, d'épaisseur variable (entre 0,10 et 1,40 m, et le plus souvent entre 0,40 et 0,60 m), situé entre 0,20 et 1,60 m sous le sol.

La teneur en fer du ciment peut être comprise entre 0,1 et 5 % environ.

Il forme un banc discontinu, d'allure souvent désordonnée et de teinte allant du jaune rouille au brun rouge foncé.

Cet horizon ne se développe pas que dans le Sable des Landes, il peut intéresser des dépôts sablo-graveleux.

Différentes espèces d'alios peuvent être distinguées :

a) *L'alios friable*, brun foncé, parfois noir.

C'est alors souvent un alios humique, simple agrégat de sable et de matière organique. Il se rencontre surtout dans la lande humique et mal drainée, c'est-à-dire dans la zone la plus éloignée des cours d'eau, là où le niveau de la nappe phréatique reste très près de la surface du sol une grande partie de l'année, sans descendre à plus de 1,50 m à l'étiage.

b) *L'alios compact ou alios ferrugineux*.

Il est de teinte plus claire que le précédent ; son épaisseur est comprise en moyenne entre 0,30 et 0,50 m. On le trouve principalement dans la lande semi-humide, drainée, là où le niveau de la nappe peut descendre jusqu'à 3 m sous le sol à l'étiage. Dans le même temps la frange capillaire surmontant le plan d'eau englobe presque toujours l'horizon aliotique ([7] fig. 10, p. 25 bis).

Il est parfois agrémenté de traînées verticales foncées dues à une diffusion différentielle verticale de l'horizon B₁ suivie d'une accréation au sein de l'horizon B₂.

Il existe un alios « mixte ». Les teintes qui le caractérisent sont souvent foncées ; l'épaisseur du banc est toujours importante, de l'ordre du mètre, et peut aller jusqu'à près de 1,60 m. Dans la majorité des cas la compacité diminue du sommet vers la base du banc qui recèle parfois des inclusions argileuses et graveleuses ainsi que des nodules d'ocre et de petites poches de sable blanc. Nous avons noté également la présence, à la base de certains bancs, d'indentations décimétriques inégalement espacées, dont l'origine reste à définir.

L'alios mixte se rencontre uniquement dans la lande sèche et bien drainée, c'est-à-dire là où la nappe phréatique fluctue entre 3 et 10 m sous le sol. La zonalité géographique correspondante se

limite à peu près à une bande de quelques kilomètres de largeur qui suit le tracé des cours d'eau principaux et qui remonte de part et d'autre du cours inférieur des affluents.

C'est d'ailleurs au sommet des flancs des vallées que l'on voit en affleurement les plus beaux niveaux d'alias.

c) *La garluche.*

C'est un véritable grès à ciment uniquement ferrugineux qui peut être très riche en limonite ; il constitue dans ce cas un minerai de fer exploitable (avec une teneur en fer pouvant varier de 12 à 18 %) qui a eu d'ailleurs son heure de prospérité au siècle dernier.

La garluche se rencontre toujours en-dessous de l'alias et en horizons discontinus. Dans la haute lande elle est caractérisée par des teintes sombres et en bordure des rivières par des teintes plus claires.

Autour de ce concept peut être établie une chronologie évolutive avec :

— L'alias fossile (dans la lande sèche et principalement en bordure des cours d'eau) ;

— L'alias récent (dans toute la lande semi-humide et humide) ;

— L'alias en formation (correspondant approximativement à la lande humide).

Cette classification peut être élargie avec la garluche, d'origine ancienne, qui se trouve principalement dans la lande humide en même temps que l'alias en formation.

D'autre part les anomalies que l'on peut constater touchent entre autres le sol des reliefs sub-récents :

— L'alias est en effet absent au sein des dunes continentales et sous ces dunes.

— Au contraire, dans les dunes récentes l'alias est présent et on en rencontre parfois jusqu'à trois niveaux superposés en fonction de l'évolution du massif dunaire considéré.

LES CUIRASSES

Un phénomène remarquable est celui des cuirasses de nappes qui paraissent avoir une grande extension géographique.

Ces cuirasses, litées, sont localisées le plus souvent au passage d'un niveau argileux à un niveau graveleux ou sableux sus-jacent (*cf.* photo n° 3). Il en est toutefois au sein des dépôts de graviers.

Elles résultent d'une concentration absolue des sesqui-oxydes provenant de migrations ascendantes dans des dépressions topographiques à nappe phréatique. Cet aspect morphologique du problème peut être confirmé par la présence dans le cas général de végétaux (joncacées entre autres) concentrés en-dessous de l'horizon durci.

L'épaisseur moyenne des cuirasses est de l'ordre du centimètre et n'excède guère 5 à 7 centimètres.

Elles sont antérieures d'une part à la mise en place du *Sable des Landes* car toujours sous-jacentes et d'autre part à celles du réseau hydrographique majeur actuel, car reprises dans les alluvions.

LES FERRUGINISATIONS DANS LES SABLES

Les plus fréquentes se présentent sous la forme de bandes plissotées sub-parallèles, sensiblement horizontales, se recoupant dans certains cas et épaisses de quelques millimètres.

Localement elles peuvent former une bande composite pouvant avoir jusqu'à 5 cm, rarement plus, et dont la coloration se dégrade vers le bas, sauf de rares exceptions.

Ces ferruginisations telles qu'il nous a été donné de les voir ne sont pas liées à des variations granulométriques des dépôts. Elles sont indépendantes de l'évolution pédogénétique et paraissent être des indices de phénomènes périglaciaires amenant une ségrégation dans la masse sableuse conduisant à des variations de perméabilité.

On peut observer ces ferruginisations notamment dans des sables fins ou des sablons siliceux accompagnant les graviers supérieurs, sous l'horizon B du sol podzolique formé aux dépens du *Sable des Landes* plus récent lorsqu'il existe.

Signalons enfin que, dans des dépôts de graviers argilo-sableux mal structurés, il arrive de rencontrer des fentes de gel de type septiforme, ferruginisées, avec remplissage meuble.

Quelques réflexions sur l'origine, la genèse et l'évolution de l'alias

Il est admis d'une façon générale que le facteur constant qui assure la présence de l'alias dans le sous-sol landais est l'eau.

Nous savons que la nappe phréatique et la frange capillaire qui la surmonte sont continues dans l'espace alors que l'alias est discontinu. Voilà donc une première distinction ; l'eau joue un rôle primordial mais d'autres facteurs interviennent.

Pour les pédologues, l'alias résulte de phénomènes de migrations verticales de solutions dans le sol, migrations qui entraînent un lessivage des horizons supérieurs A et une concentration au niveau des horizons B qui se situent actuellement pour la lande semi-humide et humide, dans la zone de fluctuation du sommet de la nappe phréatique.

Dans cet intervalle sableux peu épais et alternativement sous-saturé et saturé, les éléments humiques et le fer se rassemblent ; l'abondance des bactéries à ce niveau favorise l'oxydation du fer ferreux en fer ferrique, d'où la formation d'un ciment aliotique qui scelle les grains de sables entre eux.

Les constatations que l'on peut faire sur le terrain grâce aux coupes, montrent que l'épaisseur des horizons lessivés, généralement inférieure au mètre, ne peut justifier celle de cet horizon dans le cas d'une formation alluviale.

Il semble donc au contraire que l'alias se forme essentiellement sous l'effet de migrations ascendantes par le jeu de l'évapo-transpiration pour des conditions physico-chimiques de milieu données.

L'allure discontinue de cet horizon pourrait alors être en relation avec le couvert végétal et son évolution.

ETUDE DES RAPPORTS VEGETATION-NAPPE

Les nombreux travaux et monographies entrepris sur ce sujet ont permis de dégager un schéma général qui rend compte du phénomène dans le contexte géologique régional.

En résumé, on peut dire que c'est la position de la nappe phréatique et de sa frange capillaire sous le sol qui détermine en surface les associations végétales.

Pratiquement les hétérogénéités lithologiques au sein des dépôts sableux (alias, graviers, limons argileux, etc) entraînent une multiplicité de variantes physico-chimiques qui s'impriment à la surface du sol et se traduisent au niveau du couvert végétal sous la forme d'une mosaïque dense.

Les différents types de lande peuvent se ramener à quatre formes principales : *la lande sèche, la lande semi-humide, la lande humide et la lande tourbeuse.*

LA LANDE SECHE.

Elle est caractérisée par un éloignement relativement grand, sous le sol, de la surface de la nappe. Le niveau se tient entre 3 et plus de 10 m de profondeur suivant les périodes de crue et d'étiage.

Cette lande est localisée dans une bande de 0,5 à moins de 4 km de largeur de part et d'autre des deux Leyres et de leurs affluents principaux.

Les essences végétales caractéristiques sont les suivantes : *Helianthemum alyssoides* VENT. ; *H. polifolium* D.C. ; *H. umbellatum* MILL. ; *Calluna vulgaris* SALISB. ; *Erica cinerea* L. ; *Quercus tozza* BOSC.

LA LANDE SEMI-HUMIDE.

Ce type de lande est défini par une profondeur d'eau de 2 à 3 m en période d'étiage et de 0,50 m environ pendant la période de crue.

Elle s'étend en amont de la zone sèche sur une surface multiforme assez complexe au sein de laquelle vient se greffer une série de variantes déjà mentionnées.

L'association végétale dominante comprend : *Pteris aquilina* L. ; *Ulex europaeus* L. ; *Quercus tozza* BOSC ; *Q. pedunculata* EHR. ; accidentellement molinies.

LA LANDE HUMIDE.

Elle se développe là où la nappe phréatique est à proximité du sol quelle que soit la saison. Le plan d'eau ne descend jamais à plus d'un mètre à l'étiage ; par contre en période de crue, le sol peut rester quelques mois sous 0,20 à 0,40 m d'eau.

Ce type de lande occupe toute la partie amont des nappes et correspond du point de vue topographique en particulier aux zones de plateaux ou à pente très faible. Elle couvre 65 % environ de la surface totale du bassin hydrologique des deux Leyres.

L'association végétale est composée de : *Molinia caerulea* MOENCH. ; *Arrhenaterum thorei* DUB ; *Erica ciliaris* L. ; *E. tetralix* L. ; *Ulex nanus* L.

LA LANDE TOURBEUSE.

On la rencontre dans les zones où la nappe phréatique est en permanence très près du sol (de l'ordre de 0,50 m), soit sur les plateaux de la lande humide soit au fond des vallées le long des zones d'émergence de la nappe.

L'association végétale est représentée par : des joncacées (*Schoenus nigricans* L.), des ombellifères (*Umbellus pendulinus*), des sphaignes et parfois des saules.

Il convient d'ajouter la *FORET GALERIE* qui se rencontre dans la zone inondable bordant le lit des cours d'eau. La proximité du plan d'eau en toute saison favorise le développement d'une végétation très vivace : chêne pédonculé, aulne, acacia, houx, ronce, etc.

Quant aux *ZONES HABITEES, PRAIRIES, CULTURES*, elles ne couvrent qu'une très faible surface (mis à part les secteurs rénovés dans le cadre du Plan de l'Aménagement des Landes de Gascogne).

Ces zones habitées sont entourées de chênes (*Q. pedunculata*) qui trouvent leur terrain de prédilection dans la lande semi-humide.

Dominant ce couvert végétal le pin occupe dans les Landes une très grande superficie qui évolue malheureusement en fonction de l'importance des incendies.

Cette essence se développe au mieux dans la lande semi-humide, là où la nappe se trouve entre 1,5 m (en hiver) et 3 m (en été) sous la surface du sol.

Dans la lande mésophyle la présence d'horizons aliotiques ou argileux entraîne une carence très nette dans le développement naturel de l'arbre. Cette variabilité de croissance se manifeste d'une parcelle à l'autre. Elle constitue d'ailleurs un test permettant de deviner la présence de l'alias en l'absence d'affleurements.

Dans la lande humide les pins sont de mauvaise venue car la proximité de la nappe sous le sol empêche le développement suffisant du système racinaire pour compenser la pauvreté du sol. Dans la lande sèche il en est de même, par suite du trop grand éloignement du plan d'eau.

LE RESEAU HYDROGRAPHIQUE

La région landaise peut être découpée en quatre unités hydrologiques bien distinctes ; leur répartition géographique tout autour de la zone haute de Captieux - Le Poteau est la suivante :

Le secteur occidental, groupe tous les courants côtiers (à écoulement E-W ou N-S) qui débouchent dans la série des étangs.

Le secteur central, défini essentiellement autour des deux Leyres (à écoulement SW-NE) et de leurs nombreux affluents (à écoulement E-W).

Le secteur oriental, correspond à la portion du réseau alimentant le Ciron (écoulement général SW-NE).

Le secteur sud, ne représente qu'une petite portion de réseau réunissant quelques affluents de l'Adour (écoulement N-S).

D'une façon générale, tous ces cours d'eau sont en pleine activité. Le profil d'équilibre des différents réseaux est loin d'être atteint et leur jeunesse se manifeste particulièrement au niveau des cours moyens et inférieurs par une intense érosion régressive qui fait reculer assez rapidement vers l'amont les nombreux sauts et rapides qui jalonnent les lits des rivières et des ruisseaux.

L'itinéraire choisi permet de développer et de mettre en relief les caractères particuliers propres au réseau landais dont l'individualité constitue véritablement un modèle hydrographique.

Des sources vers l'exutoire des Leyres on distingue trois sections principales :

LA ZONE AMONT.

Elle est plate et impressionnée par un chevelu inextricable de petits ruisselets peu profonds qui vagabondent dans toutes les directions lors des crues et qui sont inexistantes dès le début de l'été⁽¹⁾. Un grand nombre de ces ruisselets aboutissent à des dépressions ayant un caractère de lagunes pérennes ou temporaires dont l'écoulement est assuré à la surface du sol par des canaux ou en profondeur par la nappe phréatique.

L'individualisation du réseau hydrologique commence à se manifester dès que la pente générale du sol croît.

LA ZONE MOYENNE.

La partie superficielle du substratum sableux est creusée par de petites vallées à flancs raides et à fond plat en amont de Luxey et de Commen-sacq. En aval, le Sable des Landes est entaillé et les rivières coulent en majeure partie sur les argiles.

Une différence apparaît nettement dans l'allure du tracé des deux Leyres :

Pour la Grande Leyre, la vallée principale est une suite de méandres à petit rayon de courbure ; pour la Petite Leyre, cette allure n'apparaît qu'à la hauteur de Sore ; en amont de cette ville les sections rectilignes prédominent.

Il ressort en définitive que l'allure du tracé majeur est le reflet intime de la lithologie. Les tracés rectilignes correspondent uniquement aux sables siliceux ; les tracés sinueux dénotent la présence de faciès sablo-argileux, argileux ou limoneux. L'hétérogénéité des matériaux favorise dans le même temps l'élargissement ou le rétrécissement des vallées ainsi que l'unicité ou la multiplicité des lits.

LA ZONE AVAL.

Elle se définit par une vallée beaucoup plus ouverte que celle de la zone moyenne. Le lit mineur entaille parfois profondément les argiles bigarrées,

ce jusqu'en aval de Beliet ; au-delà, la Leyre (réunion de la Petite et de la Grande) coule sur les affleurements miocènes avant de recouper à nouveau le Sable des Landes sur les 6 derniers kilomètres de son cours redevenu presque rectiligne (entre Salles et Biganos).

Analyse du réseau de la Leyre en liaison avec le contexte régional

L'étude du chevelu hydrographique fait apparaître quelques anomalies dans le tracé et la distribution du réseau. Ces anomalies sont dues en partie aux réajustements structuraux très récents (rejeu de l'anticlinal de Villagrains-Landiras en particulier) et à une topographie préexistante modelée par l'érosion fluviale, antérieurement au Quaternaire supérieur, qui affecte les dépôts alluviaux sous-jacents.

En première approximation le tracé des Leyres suit la pente principale du sommet des argiles, c'est-à-dire du S-E vers le N-W. L'orientation du tracé des affluents correspond en valeur absolue à la pente secondaire de la surface d'érosion, c'est-à-dire de l'Est vers l'Ouest pour les affluents de la rive droite et de l'Ouest vers l'Est pour ceux de la rive gauche.

Dans le détail, en ce qui concerne leur cours moyen et supérieur les lits des deux rivières ont été creusés à la verticale de gouttières plus ou moins larges et profondes, dessinées à surface du banc imperméable et soulignées postérieurement à la phase de creusement par les cuirasses de nappe.

Dans la partie haute de son cours inférieur, la vallée de la Leyre longe la limite occidentale d'un replat auquel fait suite vers la mer une pente plus prononcée du toit des argiles (flexure ?) qui deviennent discontinues vers l'aval pour disparaître peu après.

Sur le réseau moyen entre Belhade et Moustey, il est intéressant de noter le brusque changement de direction du cours terminal de la Petite Leyre qui de S-E - N-W devient E-W. Ce crochet brutal vers l'ouest est dû à la présence de part et d'autre

(1) La carence de la nature dans ces régions qui peuvent représenter jusqu'à 60 % de la surface totale du bassin, est compensée actuellement par l'établissement d'un réseau artificiel à forme géométrique.

de Belhade d'une « cuesta » argileuse, témoin de l'érosion différentielle post-quaternaire moyen et contre laquelle sont venues buter les eaux superficielles. Le sommet de cette « cuesta » recouvert par quelques mètres de sable est irrégulier et évolue aux environs de la cote + 55 N.G.F.

C'est la pente secondaire E-W du substratum qui a permis à la Petite Leyre de se réadapter et de creuser sur 8 km un lit majeur qui ne comporte que trois méandres importants.

Les deux Leyres présentent nous l'avons dit un réseau de distribution dissymétrique. Leurs affluents des rives droites sont multiples ; ils forment un réseau conséquent, donc long, par rapport à la pente secondaire de la surface d'érosion ; au contraire les affluents des rives gauches sont obséquents, courts et peu nombreux.

Durant tout le Quaternaire supérieur, cette

disparité s'est encore accrue sous l'influence des conditions aux limites purement hydrogéologiques :

— *Isopagues de l'aquifère sableux* : réduits à l'Est, importants à l'Ouest, d'où une grande diversité dans la répartition et l'intensité du ruissellement total ;

— *Lithologie détaillée de l'aquifère* : éléments grossiers à l'Est, plus fins à l'Ouest d'où un débit frontal unitaire plus important le long de la rive droite que le long de la rive gauche et une aire de drainage plus étendue à l'Est qu'à l'Ouest.

Si l'on se rapporte à la planche n° 2, on constate en définitive que les Leyres constituant un réseau très jeune sans conformité avec le substratum tertiaire mais calqué sur une surface d'érosion fluviale récente, au contraire du Ciron dont le cours ancien se marque très nettement dans le substratum tertiaire alors que le cours récent est décalé légèrement vers l'Est.

RESEAU HYDROGRAPHIQUE

Echelle : 1/500 000°

1. *Pente principale du toit des glaises bigarrées.*
2. *Pente secondaire du toit des glaises bigarrées.*
3. *Zone haute créant la divergence du drainage.*
4. *Réseau entaillant le manteau sableux.*
5. *Réseau entaillant les dépôts argileux.*
6. *Réseau entaillant le toit du Miocène.*
7. *« Cuesta ».*

Hypsométrie

8. *Altitudes inférieures à 60 m.*
9. *Altitudes de 60 m à 100 m.*
10. *Altitudes de 100 m à 140 m.*
11. *Altitudes supérieures à 140 m.*

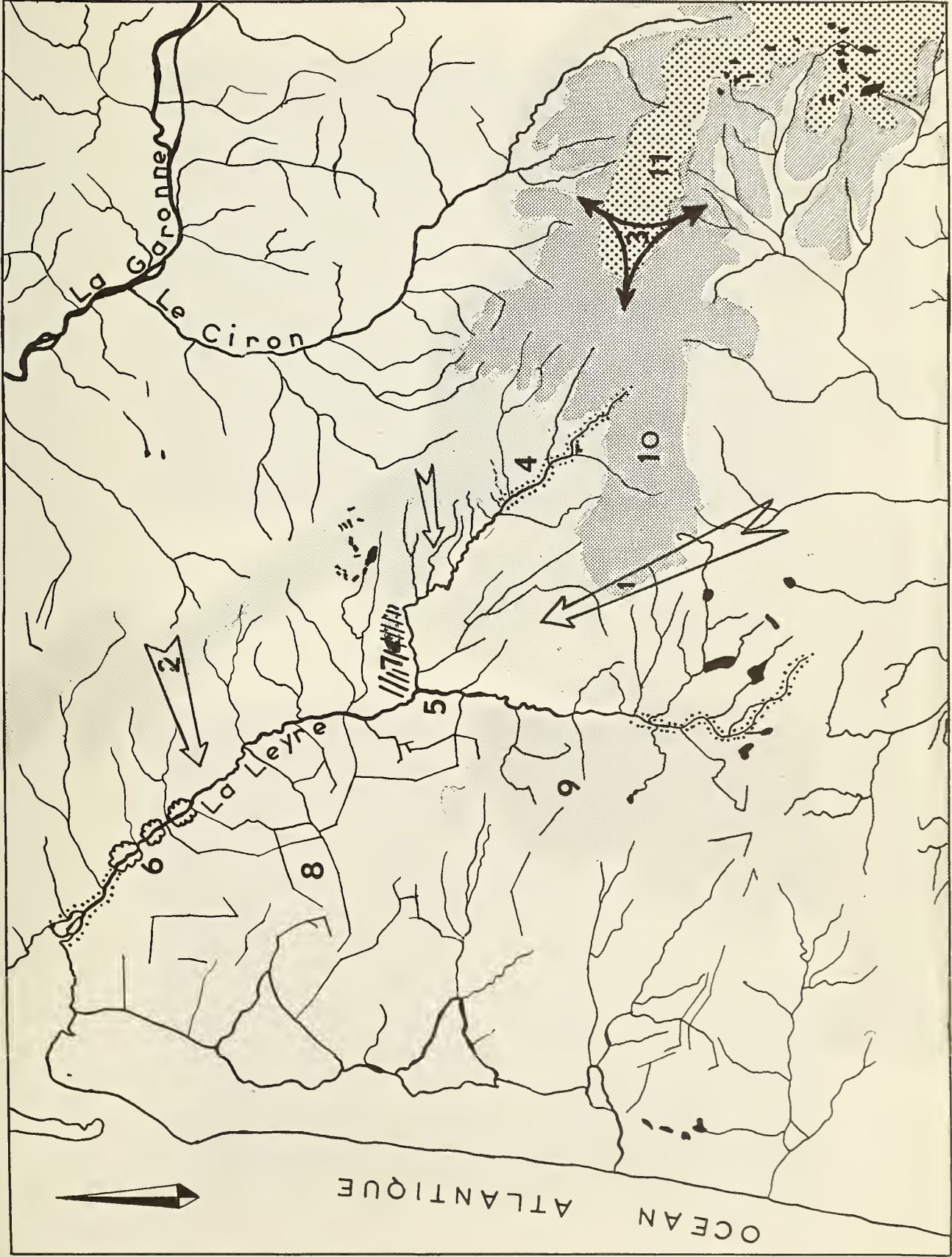




Photo 11. — PODZOL HUMIQUE HYDROMORPHE (Sore)



Photo 1. — SOL PODZOLIQUE (Luxey)
(hauteur de la coupe : 2 m environ)



Photo III. — CUIRASSE SUR ARGILE (région de Beliet)



Photo IV. — GALETS ARGILEUX DANS UN DEPOT GRAVELEUX (région de Beliet)



Photo V. — SEDIMENTATION RYTHMIQUE (carrière de Haut-Ballion)
(longueur de la coupe : 6 m environ)



Photo VI. — VUE DE DETAIL :
GRANO-CLASSEMENT NORMAL
(carrière de Haut-Ballion)

CONCLUSION

A la lumière de quelques études descriptives, nous pensons avoir souligné la grande diversité de détails que présente cet ensemble détritique intéressant la période allant du Pliocène au sub-actuel.

Si la formation du Sable des Landes, mal connue, peut être bien individualisée au point de vue stratigraphique étant donné ses caractéristiques précises, il n'en est pas de même des dépôts antérieurs où les phénomènes climatiques et de

remaniements corrélatifs se sont largement développés.

La synthèse que l'on peut effectuer fait sentir l'importance et la variété du rôle joué par la dynamique externe pour la période considérée. Les Landes de Gascogne ont enregistré un certain nombre de phénomènes dont la survivance de formes et de dépôts est essentiellement liée à une évolution paléo-climatique favorable.

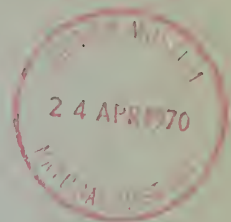
BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

1. BLAYAC (J.), 1916. — Contribution à l'étude du sol des Landes de Gascogne. *Annales de géographie*, t. XXV, n° 133, p. 23-46.
 2. ENJALBERT (H.), 1960. — *Les Pays aquitains ; le modelé et les sols*. Bordeaux, imp. Bière, 618 p.
 3. FABRE (A.), 1939. — *Les Terrains de revêtement du Médoc*. Bordeaux, Imp. Drouillard, 345 p.
 4. HARLE (E. et J.), 1920. — *Mémoire sur les dunes de Gascogne avec observations sur la formation des dunes*. Paris, Imp. nat., 145 p.
 5. HUARD (J.), 1966. — Etude anatomique des bois de conifères des couches à lignite néogène des Landes. *Mém. Soc. géol. France*, n° 105, 85 p.
 6. JACQUOT (E.) et RAULIN (V.). — *Statistique géologique et agronomique du département des Landes*. Mont-de-Marsan, imp. Delaroy, 1^{re} partie 1874, 2^e partie 1888.
 7. SCHOELLER (H.), 1964. — Etude hydrogéologique du Bassin de l'Eyre. *Bull. tech. du Génie rural*, n° 70, 87 p.
 8. VIGNEAUX (M.), 1953. — *L'Anticlinal de Villagrains-Landiras (Gironde)*. Paris, Imp. nat., 53 p.
 9. VOUVE (J.), 1962. — *Etude hydrogéologique de la nappe phréatique du bassin de l'Eyre (rive droite de la Petite Eyre d'Argelouse à Cazalis)*, thèse 3^e Cycle, Bordeaux n° 167, 135 p.
-

ACHEVÉ D'IMPRIMER
LE 28 MAI 1969
SUR LES PRESSES DE
L'IMPRIMERIE
GUY DUCROS
44, RUE DE MADRID
BORDEAUX
(FRANCE)



ACTES
DE LA
SOCIÉTÉ LINNÉENNE
DE BORDEAUX



FONDÉE LE 25 JUIN 1818
et reconnue comme établissement d'utilité publique
par Ordonnance Royale du 15 juin 1828

PREMIÈRES MANIFESTATIONS
DE L'OROGENÈSE PYRÉNÉENNE
DANS LE BASSIN DE CARCASSONNE

Michel LENGUIN
*Laboratoire de géologie dynamique
de la Faculté des Sciences de Bordeaux.*

Hôtel des Sociétés Savantes
71, Rue du Loup
BORDEAUX

ACTES DE LA SOCIÉTÉ LINNÉENNE DE BORDEAUX

SÉANCE DU 2 NOVEMBRE 1968

Premières manifestations de l'orogénèse pyrénéenne dans le bassin de Carcassonne

par Michel LENGUIN

*Laboratoire de géologie dynamique
de la Faculté des Sciences de Bordeaux.*

I. — INTRODUCTION.

Le lever cartographique de la feuille de Limoux au 1/50 000^e nous a permis d'ébaucher une étude sédimentologique des matériaux continentaux éocènes constituant l'épisode terminal du remplissage du synclinal développé entre le massif de Mouthoumet et l'anticlinal de la montagne d'Alaric.

Plusieurs bancs de grès et de poudingues soulignent du Nord au Sud les modelés structuraux de :

- L'anticlinal de Montirat ;
- Du synclinal de Villefloure ;
- De l'anticlinal de Greffeil.

Le synclinal de Villefloure est allongé selon un axe E-W ; son flanc sud-est est plus redressé que son flanc nord, mais la continuité structurale de cette figure et la qualité des affleurements qui lui sont liés offrent un champ d'observation particulièrement favorable.

BRESSON et VASSEUR (1894-1899) à propos de l'édification de la carte de Carcassonne les ont seulement datés et géographiquement situés. Des recherches récentes entreprises à la Faculté des Sciences de Bordeaux : M. BENEST (1965), M. BIGOT (1965), CHAIGNE (1964), P. COURRIER (1961), GUICHARD (1961), sous la direction de M^{lle} VEILLON et M. GOTTIS ont permis à ces derniers d'établir des corrélations de formation développées au passage : Eocène inférieur - Eocène moyen (1965).

II. — ETUDE DES POUDINGUES.

1. Position stratigraphique.

Au sommet des formations marines de l'Eocène de cette région se développe un horizon peu épais et uniformément étendu, connu sous le nom de grès à Huîtres, il correspond à la partie supérieure de la formation ilerdienne (zone à *Alveolina trempina*) définie par HOTTINGER et SCHAUB (1960).

2. Description.

Ce niveau repère supporte une puissante masse de sédiments localement désignée sous le vocable de série rouge. Elle est composée, de bas en haut :

a) D'une série puissante de 450 mètres et composée de marno-calcaires bariolés et de grès fins ;

b) D'un complexe de grès grossiers et de poudingues interstratifiés à des marnes rougeâtres et des calcaires lacustres dont l'âge va du Cuisien au Lutétien.

Une importante passée de calcaire lacustre (250 à 300 mètres d'épaisseur) subdivise cette formation b.

La sous-unité inférieure b₁ renferme des bancs de poudingues dont l'épaisseur varie de 3 à 8 mètres, s'intercalant entre des grès de puissance sensiblement identique et de passées argileuses de 10 à 50 mètres.

quelquefois entrecoupées de lits de calcaires micro-détritiques peu épais (1,5 m en moyenne).

Ce premier épandage mesure 700 mètres d'épaisseur environ.

Le second épandage détritique *b*₂ est moins épais (400 mètres) et si les intercalations grès et argiles se succèdent sensiblement avec la même rythmicité et la même puissance que dans le premier épisode, les poudingues par contre arrivent brutalement à Villefloure en une formation épaisse de plus de 70 mètres comprenant un banc de 50 mètres encadré de deux autres bancs de 10 mètres.

Il est extrêmement rare de relever dans ces poudingues à ciment calcaréo-siliceux un grano classé verticalement et il est encore plus rare d'observer une orientation préférentielle des galets. Par contre, les stratifications obliques et entrecroisées sont fréquentes.

Les chenaux et figures de ravinement creusés dans les interbancs argileux et remplis par des dépôts conglomératiques sont également nombreux.

3. Mode de dépôt des apports détritiques et direction de ces apports.

L'observation et la mesure des directions et du sens des courants effectués dans les berceaux, des figures de sédimentation entrecroisée des nombreux chenaux et des figures de ravinement, jointes à l'établissement d'une carte de centiles, nous permettent de préciser trois directions préférentielles d'apport venant tous du Sud :

— Nord 180 ;

— Nord 20 ;

— Nord 160.

La carte des centiles met en évidence le modèle de compétence de l'émissaire responsable de la construction de cet édifice. Il s'agit en fait d'un puissant complexe fluvio-deltaïque, à épisodes torrentiels, développé en éventail du Sud vers le Nord, en travers de la « gouttière de Carcassonne » (2 400 m d'épaisseur au cœur du synclinal de Villefloure).

La taille décroissante du centile du Sud vers le Nord confirme et précise les enseignements des mesures de direction de courants :

— A Clermont-sur-Lanquet, le centile est de 40 centimètres alors que, 20 kilomètres plus au Nord, il passe à 4 centimètres ;

— Les zones septentrionales de cet appareil sont caractérisées, selon M. BICOT (1965), par une valeur moyenne du centile de 2 à 2,5 cm.

En 28 kilomètres, ce paramètre décroît de 40 centimètres à 2,5 cm.

4. Nature lithologique des éléments constituant les poudingues.

Les résultats exposés se fondent sur l'étude statistique de nature des matériaux relevés au cours de deux coupes rectangulaires à travers le synclinal de Villefloure :

— L'une E-W comprenant à sa base le premier banc de poudingue débute à 50 mètres à l'Est du col d'Arquettes et se termine à l'Ouest de Villefloure ;

— L'autre, N-S, se situe entre Palaja et Greffeil.

L'évolution verticale ainsi dégagée fournit l'image d'une sédimentation inverse, par arrivées successives de matériaux empruntés à la bordure du bassin, puis aux différentes enceintes de l'axe pyrénéen et, finalement, aux noyaux granitiques.

Les différentes arrivées de poudingues ont été recensées du sommet du col d'Arquette jusqu'au centre du synclinal de Villefloure :

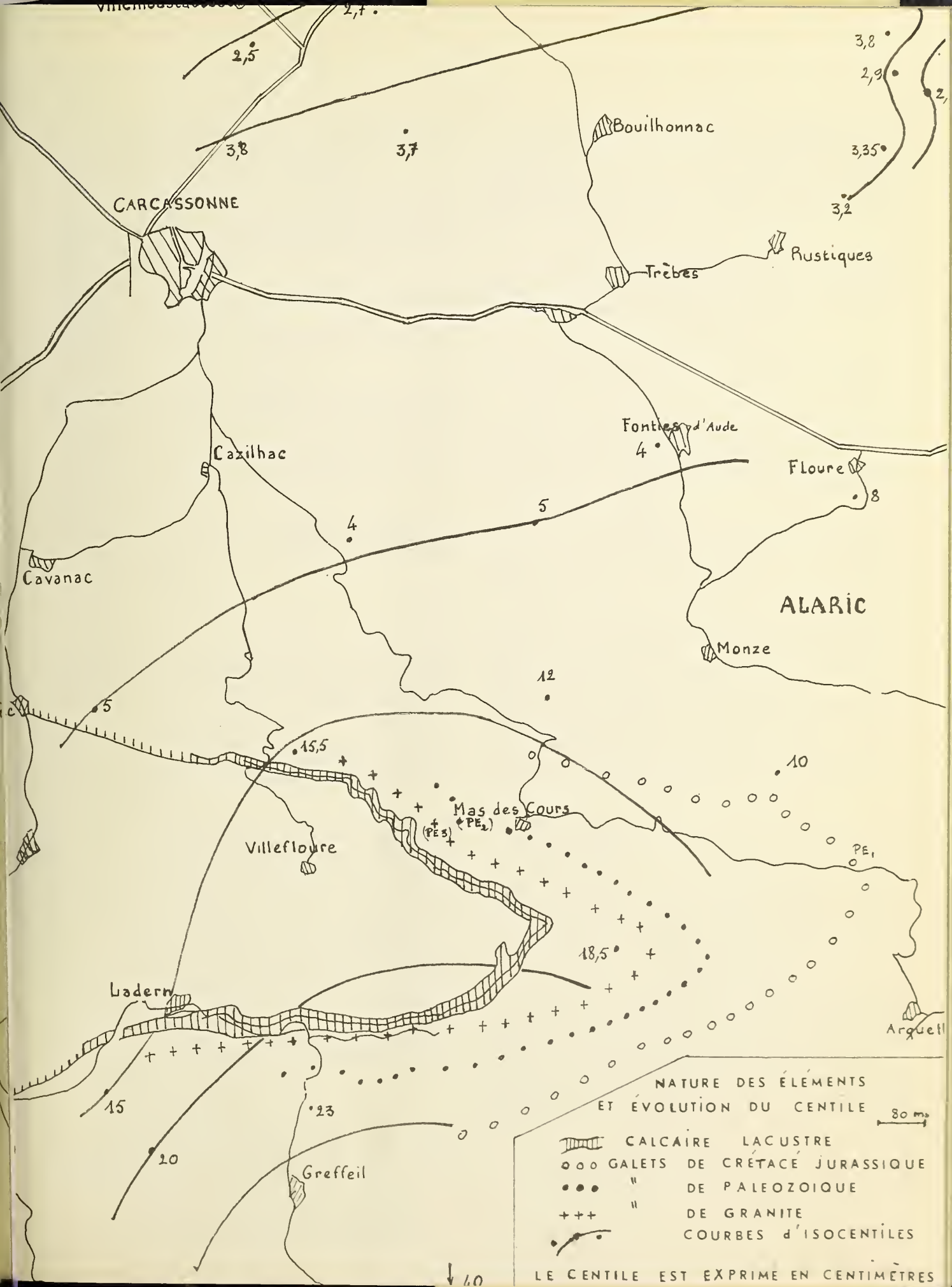
a) Du sommet du col d'Arquettes jusqu'à 1 kilomètre à l'Ouest de Mas des Cours, on ne trouve que des éléments mésozoïques tels que :

- (1) Calcaires gréseux glauconieux à Orbitolines ;
- (2) Des calcaires argileux à Orbitolines, Annélides et Choffatelles ;
- (3) Des calcaires à pâte fine bleutée à nombreuses tiges et oogonés de Charophytes ;
- (4) Des calcaires à *Clypeina jurassica* et à Trocholines ;
- (5) Des dolomies cristallines noires ;
- (6) Des calcaires à tests de Lamellibranches, d'Ostracodes et de débris de Charophytes ;
- (7) Des calcaires jaunes à colithes et à gravelles et quelquefois bréchiques ;
- (8) Tuf acide, à structure fluidale, partiellement cristallites) à traînées aériciteuses à filons quartzeux (quartz corrodés).
- (9) Grès rouges permo-triastiques.

b) C'est donc à 1 kilomètre à l'Ouest de Mas des Cours (pE2) qu'apparaissent les premiers éléments du Paléozoïque qu'accompagnent des calcaires blancs métamorphiques (10).

- (11) On trouve également de nombreux galets de schistes verts sériciteux ;
- (12) Des lydiennes noires ;
- (13) Des quartzites.

c) 300 mètres après (pE3), on relève les premiers granites à biotite (14) souvent chloritisés, à quartz subautomorphes et plagioclases en phénocristaux, à grandes plages de microcline.



Les grandes plages de quartz exomorphes se transforment localement en agrégats granulitiques indiquant une tendance à la structure microgranite.

d) A 2 kilomètres à l'Est de Villeflore, se manifestent les calcaires lacustres auxquels fera suite une nouvelle nappe d'épandage dont les éléments sont essentiellement empruntés à la couverture paléozoïque et aux matériaux cristallins.

- (15) Des lydiennes noires, gris cendré, vert jaunâtre, d'aspect cireux ;
- (16) Des calcaires beige jaunâtre à dolomies scintillantes ;
- (17) Des calcaires gris magnésiens ;
- (18) Des calcaires gris cristallin à « structures griotteuses » ;
- (19) Des calcaires dolomitiques roussâtres, riches en petits cubes de pyrites limonitisée ;
- (20) Des granites à deux micas ;
- (21) Des microgranites ;
- (22) Des aplites (aspect de marbre) à feldspath et quartz sans mica, à amphibole, zircon et sphènes très abondants.

5. Origine des éléments.

Les faciès de (1 à 7), puis (10) se retrouvent dans les formations cartographiées sur la feuille de Quillan (synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet et celui de Boucheville) et vont de l'Albien au Jurassique moyen.

Le faciès 8 est semble-t-il celui de l'Hettangien inférieur. L'étude de LACROIX sur les tufs volcaniques du Segalas (Ariège) et la description qu'en fait G. DUBAR rappellent ceux que nous avons examinés au laboratoire.

Les faciès 15, 16, 17, 18, 19 se retrouvent sans peine dans l'énumération des formations, déjà décrites par P. CAVET (1957) dans la série de Canaveilles et les schistes de Jujols ; l'origine de ces apports se situant dans le Conflent (15), sur le flanc méridional du synclinal de Villefranche (16), au Sud de Rodès (17), au Nord-Est de Llo, près de Saillagouse et le long du Segré (18, 19). Les granites décrits par H. LACROIX (1898-1899) dans le massif de Querigut-Millas (14) ont tous les caractères de ceux que nous avons examinés. Les aplites (22) à aspect de marbre et à sphènes ont été signalés par M. LACROIX en énorme quantité au Roc Blanc et dans les hautes vallées de Baxouillade, de Laurenti et de Barbouillères (canton de Querigut).

6. Conclusions.

a) Précisions stratigraphiques obtenues par l'étude des galets.

L'analyse quasi systématique des éléments constituant les conglomérats nous a permis d'établir une cartographie plus fine ; la comparaison des éléments conglomératiques autorisant des corrélations que les grands accidents Est-Ouest (failles de Couffoulens et de Montirat) rendaient jusqu'ici difficiles.

La présence bien localisée d'éléments tels que les tufs volcaniques, les lydiennes gris clair, les lydiennes noires de grosses dimensions, les calcaires roussâtres autorisent, notamment, diverses corrélations de part et d'autre de la faille de Couffoulens.

b) Age de la surrection éocène des massifs hercyniens méridionaux.

L'étude des formations continentales de la partie méridionale du bassin de Carcassonne (synclinal de Villeflore) permet donc de préciser l'âge lutétien de l'apparition des premiers poudingues, les influences fluvio-deltaïques (apports colloïdaux et grès) se faisaient déjà sentir au Cuisien.

C'est à cette époque que le bassin de Carcassonne prend le caractère de sillon continental fortement subsident et accueille de grandes épaisseurs de sédiments détritiques.

Il sert d'entrepôt pour le stockage des matériaux prélevés au cadre montagneux au cours de surrections au Sud. C'est par eux que se traduit en effet la première manifestation des massifs pyrénéens en tant que reliefs, les résidus d'altération de leurs axes crystallophylliens ou cristallins se mêlent tout d'abord sous forme de sables, d'argiles, aux galets émanant de leur ceinture sédimentaire. Les progrès de l'érosion et la rapidité du transport se traduisent par l'apparition progressive de galets de moins en moins altérés de granite.

c) Rôle orographique relatif aux Pyrénées méridionales et centrales.

Il semble bien que le segment pyrénéen situé à la même longitude que la zone étudiée (région du Roc de France) n'était soumise en cette même période, qu'à de timides surrections (GOTTIS, 1957) qui ont eu pour résultat une légère régression marine et quelques arrivées sableuses peu importantes.

La plupart des granites trouvés dans les formations du synclinal de Villeflore sont « des roches granitoïdes, hercyniennes, d'un type très répandu dans les Pyrénées. Aucun n'est caractéristique des terrains profonds particuliers aux massifs anciens nord pyrénéens ; mais rien ne s'oppose à ce que ces roches proviennent de ces massifs, car des granites de ce type s'y rencontrent souvent ⁽¹⁾. »

(1) Détermination G. GUITARD.

L'importance des granites caractéristiques de Querigut Millas et ceux bien typiques « d'un granite circonscrit relativement superficiel, tel par exemple que celui de Saint-Arnac dans l'Agly » pourrait faire penser à une orographie ne permettant pas sur ce flanc nord, l'approvisionnement du piedmont en matériaux de la zone pyrénéenne axiale ; la ceinture des formations dévoniennes pouvant par exemple être une barrière à l'épandage de ces apports.

Sur le flanc sud des Pyrénées, sur le domaine de I. Garrotxa (Catalogne orientale), F. KROMM, 1967, a montré que les matériaux détritiques synchrones de ceux auxquels cette note est consacrée ne contiennent pas d'éléments granitiques et sont de provenance orientale.

L'apparition des galets de roches cristallines originaires de la zone axiale des Pyrénées coïncide là avec l'Eocène supérieur et date dans ce domaine la surrection de la chaîne.

Il est donc très vraisemblable que l'absence sur le flanc nord des sédiments détritiques provenant de l'axe pyrénéen soit due à un décalage dans le temps des surrections majeures des parties septentrionale et axiale des Pyrénées. L'étude des formations continentales du synclinal de Villefloure comparée à celle du flanc sud des Pyrénées, paraît confirmer l'existence de ce phénomène.

Cette profonde érosion des massifs paléozoïques et granitiques des Pyrénées septentrionales conduit au remplissage de leur piedmont et, par là, à la transformation de la topographie des lieux provoquant le déplacement vers le Nord de l'axe du bassin de Carcassonne.

Ainsi, le remplissage de la gouttière synclinale méridionale de ce dernier a eu pour effet de repousser la mer dans un domaine plus septentrional rétrécissant et finalement obturant le chenal marin qui faisait communiquer le bassin d'Aquitaine avec les bassins continentaux et lacustres plus orientaux.

BIBLIOGRAPHIE

1. BENEST (M.), 1965. — *Contribution à la connaissance géologique de l'avant-pays de la nappe des Corbières orientales entre Villerouge-Termenès et Narbonne*. Thèse de 3^e cycle, Fac. Sc. Bordeaux, ronéotypé.
2. BIGOT (M.), 1965. — *Contribution à l'étude du Tertiaire du bassin de Carcassonne (montagne d'Alaric-Minervois)*. Thèse de 3^e cycle, Fac. Sc. Bordeaux, ronéotypé.
3. CASTÉRAS (M.) et RAGUIN (E.), 1935. — Sur l'âge du massif de l'Agly. *C.R. et Bulletin de la S.G.F.*, 5^e série, p. 56-57.
4. CAVET (P.), 1957. — *Le Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées orientales françaises*. *B.S. C.G.F.*, n° 254, t. LV (thèse de doctorat d'Etat, 192 p.).
5. CHAIGNE (M.), 1964. — *Contribution à l'étude stratigraphique et sédimentologique du secteur Aigne-Tourouzelle. Bassin tertiaire de Carcassonne (Aude)*. Thèse de 3^e cycle, Fac. Sc., Bordeaux, ronéotypé.
6. COURRIER (L.-P.), 1961. — Les plis de Monbrun-Conhilao. *D.E.S.*, Fac. Sc. Bordeaux, ronéotypé.
7. DELFAUD (J.), 1966. — Le Jurassique et le Néocomien du mont Sacon (Pyr. centrales), *B.S.C.G.F.*, résumé in *C.R. sommaire*, p. 193.
8. DUBAR (G.), 1925. — *Etudes sur le Lias des Pyrénées françaises*. Thèse doctorat d'Etat (Lille), 32 p.
9. GOTTIS (M.), 1957. — *Contribution à la connaissance géologique du Bas-Languedoc*. Thèse d'Etat, Montpellier, 344 p., 27 pl.
10. GUICHARD (P.), 1961. — Les plis d'Argens-Oupia. *D.E.S.*, Fac. Sc. Bordeaux, ronéotypé.
11. HOTTINGER (L.), 1960. — Ueber Paleocaene and eocaene Alveolinen. *Eclogae geologicae helveticae*, vol. LIII, n° 1, p. 265-284, 3 fig., 21 pl. (X-XXI). 1 table stratigraphique.
12. KROMM (F.), 1966. — La sédimentation éocène entre la zone pyrénéenne et la cordillère pré-littorale catalane (prov. de Gerone et de Barcelone, Espagne). *Actes Soc. Linn. Bordeaux*, t. CIII, S. B.
13. LACROIX (M.-A.), 1890-1891. — Contribution à l'étude des roches métamorphiques et éruptives de l'Ariège. *B.S.C.G.F.*, t. II, n° 11-20, p. 1-24.
14. LACROIX (M.-A.), 1896. — Tuf volcanique de Ségalas. *C.R. Acad. Sc.*, t. CXXII.
15. LACROIX (M.-A.), 1898-1899. — Le granite des Pyrénées et ses phénomènes de contact. *B.S. C.G.F.*, t. X, p. 1 à 64 (n° 64).
16. LACROIX (M.-A.), 1899-1900. — Le granite des Pyrénées et ses phénomènes de contact. *B.S. C.G.F.*, t. XI, p. 1-67 (bull. n° 71).
17. LAPPARENT (A.-F. de), 1947. — La montagne d'Alaric et ses alentours. *B.S.C.G.F.*, t. XXXVII, n° 224, 22 p., 1 carte.
18. VEILLON (M.) et GOTTIS (M.), 1965. — Réflexions sur la stratigraphie de l'Eocène marin de l'extrémité orientale du bassin d'Aquitaine. *Extr. Actes de la Soc. Linn. de Bordeaux*, t. CII, n° 1, S.B., 5 p., 2 fig.



ACHEVÉ D'IMPRIMER
LE 25 JUIN 1969
SUR LES PRESSES DE
L'IMPRIMERIE
GUY DUCROS
44, RUE DE MADRID
BORDEAUX
(FRANCE)

ACTES
DE LA
SOCIÉTÉ LINNÉENNE
DE BORDEAUX

FONDÉE LE 25 JUIN 1818

et reconnue comme établissement d'utilité publique
par Ordonnance Royale du 15 juin 1828

**SUR L'ÉOLISATION DE CERTAINES NAPPES
ALLUVIALES DU MÉDOC**

M. BOYÉ

*Institut de Géographie
Faculté des Lettres de Bordeaux*

M. MOULINE

*Laboratoire de Géologie Dynamique
Faculté des Sciences de Bordeaux*

C. VIGUIER

*Laboratoire d'Hydrogéologie
Faculté des Sciences de Bordeaux*

Hôtel des Sociétés Savantes

71, Rue du Loup

BORDEAUX

ACTES DE LA SOCIÉTÉ LINNÉENNE DE BORDEAUX

SÉANCE DU 7 DÉCEMBRE 1968

Sur l'éolisation de certaines nappes alluviales du Médoc

M. BOYÉ

*Institut de Géographie
Faculté des Lettres de Bordeaux*

M. MOULINE

*Laboratoire de Géologie Dynamique
Faculté des Sciences de Bordeaux*

C. VIGUIER

*Laboratoire d'Hydrogéologie
Faculté des Sciences de Bordeaux*

Il existe dans les formations des graves du Médoc plusieurs indices d'actions éoliennes. La présence de ces indices relève de deux ordres de causes. D'une part, des apports anthropiques liés à la culture de la vigne ; d'autre part des formations de sables éoliens en place et des galets éolisés.

I. — LES APPORTS ANTHROPIQUES

Ils sont dus aux travaux des « Montagnols » ou « Saintongeais » (main-d'œuvre saisonnière composée de journaliers ou prix-fauteurs en provenance des Pyrénées ou des campagnes de l'autre côté de la Gironde) qui après défonçage en profondeur des terrains viticoles apportaient et enfouissaient avec le fumier, des engrais, du sable des Landes et de la bruyère lorsqu'ils le jugeaient nécessaire pour l'amendement de tel ou tel plantier.

Cette pratique est encore utilisée même par les grands châteaux, tel Latour, qui apportent sur les sols de graves lessivés des compléments de terre arable en provenance de zones défrichées à l'Ouest.

Dans ces cas-là, la morphoscopie révèle un « sable des Landes » (ais de la carte géologique) bien typi-

que ; c'est-à-dire avec une forte proportion de grains mats, mais assez rarement ronds, sur lesquels on voit le dépoli éolien s'inscrire par-dessus un ancien émoussé-luisant. Dans le cortège des minéraux lourds associés, on rencontre des staurotides et des tourmalines dépolies par le vent, ce qui est caractéristique du sable des Landes. On peut ajouter que le bri flandrien qui occupe les fonds de vallée des jalles et des ruisseaux comporte aussi des grains de quartz de ce type amenés vraisemblablement par ruissellement.

II. — LES FORMATIONS EOLIENNES EN PLACE

1° Les sables éoliens.

On trouve assez fréquemment en position correspondante au niveau a_{1c} de la carte géologique des sables dont la morphoscopie des grains de quartz accuse une éolisation nettement marquée.

Par exemple, près d'un puits de Château-Barreyre, commune d'Arcins, provient un sable fin (médiane (0.3 mm), bien trié (indice interquartiles $Qdphi$: 0.30 ; hétérométrie : 0.26) qui donne pour les grains

La particularité des graves de Lamarque est l'éolisation des galets. Parfois douteuse sur les silex et les lydiennes qui se prêtent à la formation de patine, elle est incontestable sur les quartz et quartzites où elle se manifeste par des guillochures et des cupules sur les faces planes et l'émoussé sinueux des arêtes. Nous avons spécialement remarqué la reprise par l'éolisation des cassures. Les galets se présentent fréquemment sous la forme de galets fluviaux plus ou moins émoussés mais recassés. Ces cassures relativement planes donnent à penser qu'il s'agit de l'intervention du gel.

A 1 km au Sud-Ouest, au lieu-dit Les Calinottes (altitude 15 m), sur un niveau topographique qui se distingue du précédent par un talus assez net, suivant en gros la courbe de 10 m, nous avons également trouvé des galets éolisés. Le centile était de l'ordre de 130 mm et le spectre pétrographique de ces graves comportait les mêmes espèces qu'à Lamarque avec en plus des silex crétaciques et diverses roches mélanocrates en cours d'identification, elles aussi éolisées.

Nous avons pu remarquer que sauf sur les quartzites, l'éolisation était moins poussée, néanmoins toujours associée à des cassures ayant fragmenté des galets fluviaux.

Une prospection plus rapide, tout autour du dôme anticlinal de Lustrac, par Arcins (niveau a^b, altitude 10 m), Grand-Poujeaux, vers le ruisseau de Larrayaut (niveau a^b, altitude 20 m), Le Tris p²⁻¹, altitude 40 m), Quatre-Moulins (a^{1a}-a^{1b}, altitude 20 m) et la région au Sud de Donissan (a^{1a}-a^{1b}, altitude 30 m), nous a montré :

1° Que le spectre pétrographique de toutes ces formations était toujours le même, sauf aux Quatre-Moulins où, à un sol humifère très sableux composé de sables éoliens apparentés aux sables des Landes, étaient associés des graviers amygdalaires de quartz ou quartzites uniquement.

2° Qu'au fur et à mesure que l'on s'éloigne de la Gironde et que l'on monte en altitude, les centiles diminuent : 110 mm à Larrayaut, 90 mm au Tris, 30 à 40 mm aux Quatre-Moulins.

3° Que toutes ces formations offrent des galets éolisés dont la proportion diminue d'est en ouest avec en outre une atténuation du façonnement éolien. Or les « drei kanter » les plus spectaculaires

que nous connaissions se trouvent sur le flanc sud de l'anticlinal de Jonzac (MOULINE, 1967 a) et jusqu'en Blayais dans les environs de Saint-Aubin et Etauliers (p 2-1 de la carte géologique de Lesparre au 1/80 000).

A la suite de HARLÉ (1900), BASTIN et CAILLEUX (1941) en signalaient dans les landes de Bussac et jusqu'à Pomerol d'une part, à Royan, au Gup et autour de Bordeaux d'autre part. Autour de Bordeaux même, ils notaient que l'éolisation était postérieure à la mise en place de divers niveaux de terrasses : Le Vigeon, 40 m ; Chambéry, 25 m ; Courréjean, 5 m ; ce que nous pouvons confirmer pour avoir vu des galets à facettes sur ces niveaux.

Seuls font exception les galets que l'on peut observer dans les carrières de la région de Médrac (commune de Lustrac) notée a^b (1) où les galets principalement de quartz et de quartzite sont bien en place dans un dispositif de lentilles fluviales, sans cassure ni éolisation.

CONCLUSION

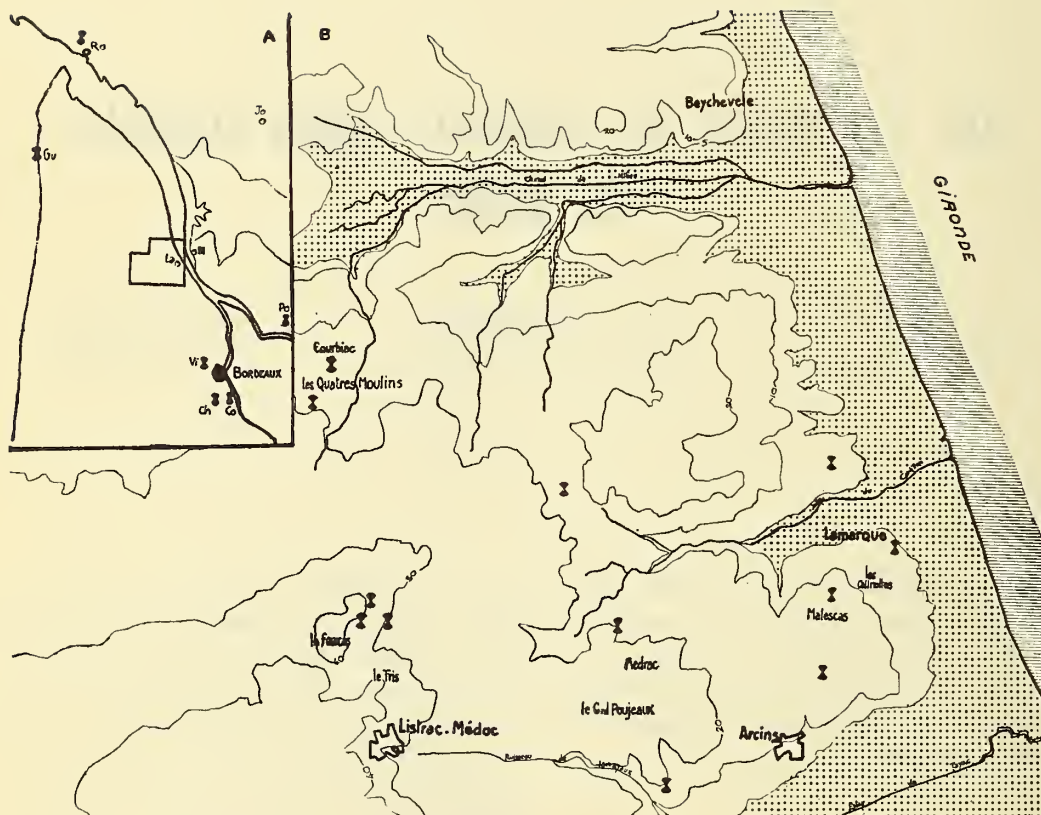
Il paraît donc évident que toutes ces formations médocaines, depuis au moins la rive gauche de la Gironde jusqu'à la dorsale appuyée sur le dôme de Lustrac, quelle que soit leur position altimétrique et leurs caractéristiques granulométriques, ont été soumises à une même phase d'éolisation. Cette phase est probablement contemporaine de la mise en place du Sable des Landes, c'est-à-dire vers le Tardiglaciaire (ENJALBERT, 1950). Elle est en tout cas antérieure au Flandrien puisqu'il fossilise certaines des formations affectées, mais elle peut aussi avoir été nettement antérieure puisque à la fois en Blayais (dans les carrières de Bussac) et en Médoc (entre le Tris et le Fourcas) nous avons pu observer ces galets éolisés inclus dans des figures de cryoturbation. On sait en effet, par ailleurs, que plusieurs auteurs ont signalé dans la région diverses traces d'actions périglaciaires : fentes en coin, sols polygonaux (BASTIN et CAILLEUX, 1941) : pingos (BOYÉ, 1958), ferruginisations probablement cryogéniques (MOULINE, 1967 b).

(1) D'après la carte géologique de Bordeaux au 1/80 000 et d'après les travaux de FABRE (1939), il s'agirait des : « ... vestiges d'une importante terrasse, démantelée par la suite ». La notice indique que cette formation n'a été repérée qu'en cet endroit !

BIBLIOGRAPHIE



- BASTIN (A.), CAILLEUX (A.), 1941. — Action du vent et du gel au Quaternaire dans la région bordelaise. *Bull. Soc. géol. France*, p. 259-266.
- BOYÉ (M.), 1958. — Les lagunes du plateau landais. *Biuletyn Peryglacjalny*, n° 6, p. 195-225.
- ENJALBERT (H.), 1950. — Observations morphologiques sur les landes de Gascogne. *Rev. géogr. Pyrénées et S.-O.*, t. XXI.
- FABRE (A.), 1939. — *Les Terrains de revêtement du Médoc*, p. 1-346, 54 fig, 21 pl. Bordeaux, Drouillard édit.
- HARLÉ (E.), 1900. — Cailloux à facettes des environs de Bordeaux. *Bull. Soc. géol. France*, 3, 28, p. 70-71.
- MOULINE (M.-P.), 1967 a. — Etude de certains phénomènes éoliens fossiles du Blayais et de ses environs. *Actes de la Société linnéenne de Bordeaux*, t. CIV, série B, n° 19, 6 p., 2 pl.
- MOULINE (M.-P.), 1967 b. — Note préliminaire sur des ferruginisations en bandes dans certaines formations à sables homogènes du Blayais et de ses environs. *Actes de la Société linnéenne de Bordeaux*, t. CIV, série B, n° 22, 3 p., 2 pl.
- SEGUIN (G.), 1965. — *Etude de quelques profils de sols du vignoble bordelais*. Thèse de doctorat en œnologie, Bordeaux.
-



CARTE DE LOCALISATION DES AFFLEUREMENTS CITES

(En cartouche, plan de localisation et autres gisements signalés par A. BASTIN et A. CAILLEUX)

⚡ : gisement ; en pointillés : le Flandrien.

Ro : Royan

Gu : Le Gup

La : Lamarque

Bl : Blaye

Po : Les Landes de Fronsac

Vi : Le Vigean

Ch : Chambéry

Co : Courréjean

de quartz de 0,5 à 0,6 mm : 64 % d'émousés ou de ronds-mats, 12 % d'émousés-luisants et 24 % de grains plus douteux probablement picotés, dont la signification peut aussi bien évoquer des actions physico-chimiques corrosives qu'un dépoli éolien.

Néanmoins, on peut tabler sur deux tiers de grains franchement façonnés par le vent. La courbe granulométrique semi-logarithmique ne présente cependant pas un faciès franchement logarithmique ; cela pourrait indiquer que la mise en place de ce sable n'est pas strictement éolienne et que le ruissellement peut y avoir sa part.

La même indication nous est donnée par un sable en provenance de Château-Latour, commune de Pauillac. Ce sable a été prélevé au plantier dit le « Petit Sablonnet », vers 1 m de profondeur, sous une couverture de graves probablement colluviales. Le point de prélèvement se trouve à la limite des croupes de graves et du bri flandrien. La carte géologique en cet endroit met le flandrien au contact du niveau a^b. Nous avons pu constater dans les fossés de drainage du bri, que ces sables étaient fossilisés par le flandrien.

La médiane de 0,35 mm est équivalente à celle de Château-Barreyre mais la distribution granulométrique présente un faciès plus nettement parabolique, ce qui indique une mise en place par ruissellement ou tout au moins l'intervention d'actions dynamiques mettant en cause un courant d'eau. C'est ce qui explique un classement moins bon (Qdphi : 0,54/Hé : 0,42). Ce sédiment comporte en effet 8 % de graviers supérieurs à 2 mm, 79 % de sable et 13 % de fraction inférieure à 0,04 mm.

Or le sable essentiellement quartzeux montre aux diamètres 0,5-0,6 mm : 92 % de grains mats dont la moitié sont parfaitement ronds ou ovales, ce qui signifie que ces grains éoliens ont acquis leur façonnement par roulage sur une certaine distance. Les autres 8 % sont des grains anguleux brillants le plus souvent sous forme d'éclats.

En outre, parmi les graviers nous avons trouvé quatre petits galets de 20 mm de quartz éolisés, dont deux à facettes du type « Drei-Kanter », plus un fragment de grès lui-même éolisé et cassé postérieurement. A ces galets durs, étaient associés des

galets mous composés de sables emballés dans de l'argile, ce qui semblerait indiquer des phénomènes de remaniement d'un sable en limite d'estran vaseux ou de slikke d'estuaire. L'un d'eux portait également des facettes.

Les sables ont pu acquérir leur façonnement éolien antérieurement à leur dépôt ; mais le fait qu'un galet mou présente des facettes indique que les actions éoliennes se poursuivaient au moment où ce littoral fonctionnait.

2° Les galets éolisés.

Par ailleurs, sur le niveau noté a^c (altitude 5 m) entre Lamarque et son port, dans un champ récemment labouré, nous avons trouvé de grosses graves, sans doute parmi les plus grosses du Médoc (1) : le centile est supérieur à 200 mm, représenté par un quartz agathoïde du type Montredon-Labessonié, qui pèse 2.750 kg.

Le spectre pétrographique était le suivant : quartz rose, quartzites roses, quartzites bleutés, agathes, lydiennes, silex blonds, chailles, grès sédimentaires, grès métamorphiques.

Nous avons constaté que ce spectre est exactement le même, à des nuances de proportions près, que ceux antérieurement observés à Château-Latour ou dans les vignobles de Margaux, relevant du niveau a/b.

Aux galets de Lamarque sont associés des sables relativement riches en matières organiques. D'une médiane de même ordre que les sables précédemment présentés (0,315 mm), ils sont moyennement triés (Qdphi : 0,45/Hé : 0,40). La courbe granulométrique offre un faciès parabolique dans l'ensemble, mais légèrement bimodal. Aux dimensions supérieures à 0,5 mm, la dispersion aléatoire est importante, ce qui pourrait provenir de brisures d'objets plus gros. La morphoscopie des grains de quartz (0,5-0,6 mm) indique 30 à 60 % d'émousés et ronds-mats, 40 à 50 % d'émousés-luisants : le reste sous forme de grains picotés nettement plus anguleux.

(1) C. SEGUIN (1965) signale sur le niveau a/b de Margaux, dans la carrière de Hontigue, près du château Brancantenac, entre 0 et 1,50 m de profondeur, de grosses graves, dont le plus gros caillou mesurait 240 × 200 mm.

La particularité des graves de Lamarque est l'éolisation des galets. Parfois douteuse sur les silex et les lydiennes qui se prêtent à la formation de patine, elle est incontestable sur les quartz et quartzites où elle se manifeste par des guillochures et des cupules sur les faces planes et l'émousé sinueux des arêtes. Nous avons spécialement remarqué la reprise par l'éolisation des cassures. Les galets se présentent fréquemment sous la forme de galets fluviaux plus ou moins émousés mais recassés. Ces cassures relativement planes donnent à penser qu'il s'agit de l'intervention du gel.

A 1 km au Sud-Ouest, au lieu-dit Les Calinottes (altitude 15 m), sur un niveau topographique qui se distingue du précédent par un talus assez net, suivant en gros la courbe de 10 m, nous avons également trouvé des galets éolisés. Le centile était de l'ordre de 130 mm et le spectre pétrographique de ces graves comportait les mêmes espèces qu'à Lamarque avec en plus des silex crétaciques et diverses roches mélanocrates en cours d'identification, elles aussi éolisées.

Nous avons pu remarquer que sauf sur les quartzites, l'éolisation était moins poussée, néanmoins toujours associée à des cassures ayant fragmenté des galets fluviaux.

Une prospection plus rapide, tout autour du dôme anticlinal de Lustrac, par Arcins (niveau a^{b1}, altitude 10 m), Grand-Poujeaux, vers le ruisseau de Larrayaut (niveau a^b, altitude 20 m), Le Tris p²¹, altitude 40 m), Quatre-Moulins (a^{1a}-a^{1b}, altitude 20 m) et la région au Sud de Donissan (a^{1a}-a^{1b}, altitude 30 m), nous a montré :

1° Que le spectre pétrographique de toutes ces formations était toujours le même, sauf aux Quatre-Moulins où, à un sol humifère très sableux composé de sables éoliens apparentés aux sables des Landes, étaient associés des graviers amygdalaires de quartz ou quartzites uniquement.

2° Qu'au fur et à mesure que l'on s'éloigne de la Gironde et que l'on monte en altitude, les centiles diminuent : 110 mm à Larrayaut, 90 mm au Tris, 30 à 40 mm aux Quatre-Moulins.

3° Que toutes ces formations offrent des galets éolisés dont la proportion diminue d'est en ouest avec en outre une atténuation du façonnement éolien. Or les « drei kanter » les plus spectaculaires

que nous connaissions se trouvent sur le flanc sud de l'anticlinal de Jonzac (MOULINE, 1967 a) et jusqu'en Blayais dans les environs de Saint-Aubin et Etauliers (p 2-1 de la carte géologique de Lesparre au 1/80 000).

A la suite de HARLÉ (1900), BASTIN et CAILLEUX (1941) en signalaient dans les landes de Bussac et jusqu'à Pomerol d'une part, à Royan, au Gup et autour de Bordeaux d'autre part. Autour de Bordeaux même, ils notaient que l'éolisation était postérieure à la mise en place de divers niveaux de terrasses : Le Vigeon, 40 m ; Chambéry, 25 m ; Courréjean, 5 m ; ce que nous pouvons confirmer pour avoir vu des galets à facettes sur ces niveaux.

Seuls font exception les galets que l'on peut observer dans les carrières de la région de Médrac (commune de Lustrac) notée a^{1b1} (1) où les galets principalement de quartz et de quartzite sont bien en place dans un dispositif de lentilles fluviales, sans cassure ni éolisation.

CONCLUSION

Il paraît donc évident que toutes ces formations médocaines, depuis au moins la rive gauche de la Gironde jusqu'à la dorsale appuyée sur le dôme de Lustrac, quelle que soit leur position altimétrique et leurs caractéristiques granulométriques, ont été soumises à une même phase d'éolisation. Cette phase est probablement contemporaine de la mise en place du Sable des Landes, c'est-à-dire vers le Tardiglaciaire (ENJALBERT, 1950). Elle est en tout cas antérieure au Flandrien puisqu'il fossilise certaines des formations affectées, mais elle peut aussi avoir été nettement antérieure puisque à la fois en Blayais (dans les carrières de Bussac) et en Médoc (entre le Tris et le Fourcas) nous avons pu observer ces galets éolisés inclus dans des figures de cryoturbation. On sait en effet, par ailleurs, que plusieurs auteurs ont signalé dans la région diverses traces d'actions périglaciaires : fentes en coin, sols polygonaux (BASTIN et CAILLEUX, 1941) ; pingos (BOYÉ, 1958), ferruginisations probablement cryogéniques (MOULINE, 1967 b).

(1) D'après la carte géologique de Bordeaux au 1/80 000 et d'après les travaux de FABRE (1939), il s'agirait des : « ... vestiges d'une importante terrasse, démantelée par la suite ». La notice indique que cette formation n'a été repérée qu'en cet endroit !

BIBLIOGRAPHIE



- BASTIN (A.), CAILLEUX (A.), 1941. — Action du vent et du gel au Quaternaire dans la région bordelaise. *Bull. Soc. géol. France*, p. 259-266.
- BOYÉ (M.), 1958. — Les lagunes du plateau landais. *Biuletyn Peryglacjalny*, n° 6, p. 195-225.
- ENJALBERT (H.), 1950. — Observations morphologiques sur les landes de Gascogne. *Rev. géogr. Pyrénées et S.-O.*, t. XXI.
- FABRE (A.), 1939. — *Les Terrains de revêtement du Médoc*, p. 1-346, 54 fig, 21 pl. Bordeaux, Drouillard édit.
- HARLÉ (E.), 1900. — Cailloux à facettes des environs de Bordeaux. *Bull. Soc. géol. France*, 3, 28, p. 70-71.
- MOULINE (M.-P.), 1967 a. — Etude de certains phénomènes éoliens fossiles du Blayais et de ses environs. *Actes de la Société linnéenne de Bordeaux*, t. CIV, série B. n° 19, 6 p., 2 pl.
- MOULINE (M.-P.), 1967 b. — Note préliminaire sur des ferruginisations en bandes dans certaines formations à sables homogènes du Blayais et de ses environs. *Actes de la Société linnéenne de Bordeaux*, t. CIV, série B, n° 22. 3 p., 2 pl.
- SEGUIN (G.), 1965. — *Etude de quelques profils de sols du vignoble bordelais*. Thèse de doctorat en œnologie. Bordeaux.
-

ACHEVÉ D'IMPRIMER
LE 25 JUIN 1969
SUR LES PRESSES DE
L'IMPRIMERIE
GUY DUCROS
44, RUE DE MADRID
B O R D E A U X
(FRANCE)

ACTES
DE LA
SOCIÉTÉ LINNÉENNE
DE BORDEAUX

FONDÉE LE 25 JUIN 1818
et reconnue comme établissement d'utilité publique
par Ordonnance Royale du 15 juin 1828

LES DÉPRESSIONS FERMÉES DU LANGUEDOC
HYPOTHÈSES
SUR LEUR MODE DE FORMATION

M. GOTTIS

*Laboratoire de Géologie dynamique,
Faculté des Sciences de Bordeaux.*

Hôtel des Sociétés Savantes
71, Rue du Loup
BORDEAUX

ACTES DE LA SOCIÉTÉ LINNÉENNE DE BORDEAUX

SÉANCE DU 5 OCTOBRE 1968



Les dépressions fermées du Languedoc hypothèses sur leur mode de Formation

par M. GOTTIS

*Laboratoire de Géologie dynamique,
Faculté des Sciences de Bordeaux.*

Les contrées languedociennes bordant le Golfe du Lion, depuis la plaine d'Elne, en Roussillon au SW, ainsi que les paysages du bas-Rhône et de la Provence occidentale se montrent constellées de dépressions fermées, plus ou moins circulaires ou elliptiques, dont le diamètre varie de quelques centaines de mètres à plusieurs kilomètres ; certaines de ces dépressions sont profondément inscrites par rapport à des nappes d'épanchages plio-quaternaires ou des surfaces d'aplanissement fini-tertiaires.

Ces accidents morphologiques ne présentent pas, dans la plupart des cas, de relations avec le réseau principal de drainage ; l'étendue de leurs versants étant par ailleurs fort limitée, le ruissellement des eaux météoriques demeure généralement aréolaire.

L'origine de ce singulier modelé a posé aux géologues et géographes un problème pour lequel des solutions diverses ont été envisagées :

- cratères météoriques ;
- cratères d'explosion gazeuse liés à la fracturation profonde de ce domaine ;
- cratères d'effondrement dus à une soustraction par dissolution de matériaux salins sous-jacents ;
- entonnoirs de dissolution karstique ;
- barrages alluviaux de ravins latéraux à une vallée principale.

Chacune de ces éventualités pourrait être, dans tel ou tel cas particulier, une explication satisfaisante pour l'esprit, mais inapplicable à l'intégralité du phénomène cohérent cependant dans son expression sur plus de 200 kilomètres d'extension. Par ailleurs, aucun débris de météorite n'a été jusqu'ici trouvé à proximité de ces dépressions, aucune anomalie gravimétrique, ni magnétique, n'a été notée à leur approche. Aucune cheminée volcanique, aucun produit d'émission ou de projection, aucun bourrelet marginal, aucune déformation, ne paraissent liés à ces très nombreuses figures. Aucun gradin structural, aucune inflexion des couches, à l'exception peut-être de la zone des Grèzes sur le bord ouest de l'étang de Capestang, ne paraît confirmer l'intervention d'un phénomène de collapse. Le développement de Dolines ou d'Onvala, liées à un niveau de base inférieur à l'actuel zéro de la mer (BAULIG, 1928-1931 ; TAILLEFER, 1951) serait certes très plausible en paysage calcaire (région de l'étang de Berre ou du bassin oligocène de Sigeac, par exemple), mais ne convient pas aux terrains argilo-gréseux ou argilo-calcaires du Miocène et du Plio-Quaternaire du Biterrois et du Roussillon. Plusieurs de ces cratères affectent indifféremment en certains points, région de Fontes Nizas, des assises juxtaposées de composition fort différente (entablements de basalte en coulées à nodules d'Olivine ou complexe argilo-

calcaire du Miocène) sans que l'horizontalité de ces assises soit troublée ou la continuité de leur substratum interrompue.

Disposées à des altitudes variées ces cuvettes sont, depuis leur formation, demeurées en l'état ou ont été l'objet de remodelage partiel par les agents de la glyptogénèse.

a) L'érosion marine au cours d'épisodes transgressifs interglaciaires (étang de Capestang) ou flandriennes (Vendres) a conduit à l'ablation d'une partie de l'enceinte qui délimitait certaines de ces dépressions et les a incorporées à la ligne de rivage sous forme de baies subcirculaires. Parfois celles-ci ont été à nouveau isolées par les atterrissements alluviaux ou littoraux (BIROT, 1937).

b) La capture de plusieurs de ces territoires clos par des ravins adventifs en a fait des éléments de bassins de versants aujourd'hui drainés par une étroite gorge en trait de scie (Caux). Nombreuses sont les dépressions qui constituent des étangs éphémères ou permanents et qui sont signalés par leur toponymie : étang, estagnol ou plans, sur les cartes topographiques.

Dans le cas où ces cuvettes sont restées closes, où est donc passé le volume de terrains enlevé et quel est l'agent de l'ablation et du transport ? Généralement la proportion de matériaux insolubles (Si + Al) dans ces roches est beaucoup trop élevée pour qu'il soit permis de penser à une hydrolyse et à une évacuation par percolation solutions dans un substratum perméable. Les niveaux d'accumulation au fond de ces dépressions ne contiennent pas de terra rossa, mais supportent souvent une végétation halophile. Il ne paraît par contre pas déraisonnable d'invoquer, comme l'a fait P. BRUNET (1958) pour le façonnement des plus petites de ces dépressions, l'action éolienne. La déflation est capable en tout cas d'avoir sculpté un tel modelé comparable à bien des égards à celui des chotts nord-africains ou des gobis de la Mongolie. Les concentrations salines, légères il est vrai, signalées par la végétation de plusieurs de ces bas-fonds, ne seraient pas en contradiction avec un tel processus.

Quelle est l'époque de cette glyptogénèse ? Celle-ci doit s'étaler du Pléistocène, avec toutefois une ou plusieurs périodes de creusement plus particulièrement intensives, au Paléolithique inférieur et moyen.

Deux types d'arguments peuvent être invoqués à l'appui de cette proposition, les uns sont d'ordre morphologique, les autres de nature morphoscopique :

Ces dépressions sont, par endroits, inscrites dans une surface antérieure à l'Acheuléen (Capestang, Mar-seillette) ou enchâssent des terrasses de l'Acheuléen ancien (Preissan).

Ces terrasses de l'Acheuléen ancien recèlent des galets portant des traces d'actions éoliennes.

J. BARRIÈRE, G. BOUTEYRE et al. (1965) ont avec beaucoup de finesse dans leur analyse montré que l'individualisation de la cuvette de Capestang s'est développée durant les temps rissiens. En effet, tandis que la terrasse du Riss ancien présente une pente vers le Sud, indifférente à la géométrie de la dépression, le glacis du Riss récent s'emboîte perpendiculairement dans le précédent et offre une disposition convergente vers le fond de l'étang dont le creusement était pratiquement achevé au moment de la transgression du Thyrénien II, matérialisée par les dépôts de plage de Montels. Les travaux de P. MARCELIN (1950) et M^{lle} P. HELENA (1930) et de L. MEROC (1953) sur le Quaternaire du Roussillon et du Languedoc ont souligné l'importance du façonnement éolien des galets des nappes d'épandage développées depuis le Gard jusqu'en Roussillon, et par-delà le Seuil de Naurouze jusqu'à Boussens et Castelsarrasin.

En Aquitaine, E. HARLE avait déjà montré dès 1900 l'existence de galets éolisés en Charente-Maritime. Plus tard, BASTIN et CAILLEUX (1941) mettaient en évidence des faits analogues dans la région bordelaise, tandis que H. ENJALBERT (1952) démontrait l'importance de phénomènes d'érosion pré-würmienne de type aride dans la géomorphologie charentaise. M. MOULINE a récemment précisé l'extension et la géométrie de dépôts à galets gélifracés et, ultérieurement, éolisés dans le Blayais.

Il semble donc que des conditions désertiques froides instaurées pendant l'époque rissienne dans toute la France puissent être à l'origine de faits observés. Cependant les actions de déflation ne sont pas demeurées cantonnées à ce court laps de temps.

B. GÈZE a souligné l'importance de l'ablation éolienne manifestée depuis l'époque néolithique. La terre végétale, jadis emprisonnée dans les réseaux de murettes définissant des cultures sur de nombreux plateaux languedociens a été bien souvent emportée par le vent du fait même des façons culturales. Le squelette du cadastre correspondant, aujourd'hui apparemment sans objet, repose sur un substratum rocailleux envahi par la garrigue.

La situation géographique particulière du Languedoc méditerranéen explique peut-être l'ampleur des actions éoliennes qui se sont manifestées aux temps paléolithiques et leur persistance présente.

Ce défonçage du paysage se trouve localisé aux pieds de reliefs abrupts desquels soufflent en direction de la mer Méditerranée les vents dominants (Mistral, Tramontane, Cers). Le processus katabatique de ces masses d'air en mouvement leur confère une absence presque totale d'humidité et une grande violence. A l'heure actuelle, pendant les époques sèches de l'année, ces vents mobilisent une quantité considérable de poussière que la sécheresse de l'atmosphère a rendue disponible.

BIBLIOGRAPHIE *

- BARRIÈRE (J.), BOUTEYRE (G.), RUTTEN (P.), VIGNERON (J.), 1965. — Relations entre deux surfaces rissiennes, une plage tyrrhénienne et des industries paléolithiques en Languedoc méditerranéen (Montels, Hérault). *B.S.G.F.* (7), t. VII, p. 981-987.
- BARRIÈRE (J.), BOUTEYRE (G.), MAZIER (J.), RUTTEN (P.), VIGNERON (J.), 1966. — Interprétation géomorphologique et paléopédologique de la vallée de l'Orb dans la région de Marausan (Hérault). Note préliminaire. *S.R.S.S.G.F.*, fasc. 2, p. 68.
- BASTIN (A.), CAILLEUX (A.), 1941. — Action du vent et du gel au Quaternaire dans la région bordelaise. *B.S.G.F.*, p. 259-266.
- BAULIG (H.), 1928. — *Le plateau central de la France et sa bordure méditerranéenne*. Paris, 1928.
- BAULIG (H.), 1931. — Le Sud-Est du Massif Central. *Congrès inter. géogr., Paris, 1931*. Excursion A2.
- BIROT (P.), 1937. — *Recherches sur la morphologie des Pyrénées orientales franco-espagnoles*, Paris, 1937.
- BLANC-VERNET (L.), 1966. — Les Foraminifères du niveau marin quaternaire de Montels (Hérault). *B.S.G.F.* (7), VII, p. 995.
- BONIFAY (E.), 1962. — *Les terrains quaternaires dans le SE de la France*. Thèse, Paris, 48 fig., 9 tabl. (Publications Inst. Préhistoire de l'Université de Bordeaux).
- BOURCART (J.), 1945. — Stratigraphie des terrains tertiaires et quaternaires du Roussillon. *B.S.G.F.*, t. XLV, p. 395-476, 4 pl., 18 fig. (1947).
- BOUTEYRE (G.), 1967. — Les sols des terrasses alluviales de la Cesse (Aude, Hérault) et les changements de cours de cette rivière au cours du Quaternaire. *Soc. lang. géogr.*, 90^e année, n° 2, 3^e série, t. I, fasc. 2, avril-juin 1967.
- BRUNET (P.), 1958. — Recherches morphologiques sur les Corbières. *Centre de documentation cartographique et géographique*. Mémoires et documents, t. VI, p. 120.
- CAILLEUX (A.), 1939. — Action du vent sur les formations volcaniques en Islande. *Bull. Soc. Volc.* II, V, p. 19-64, 10 fig., 8 pl., Naples.
- CAILLEUX (A.), 1942. — Les actions éoliennes péri-glaciaires en Europe. *Mém. Soc. géol. de France*, XXI, 46, 1942.
- CAILLEUX (A.), ROUSSET (Cl.), 1968. — Paléoclimatologie. Présence de réseaux polygonaux de fentes en coin en Basse-Provence occidentale et leur signification paléoclimatique. *C.R. Acad. Sc.*, t. 266, S.D., p. 669.
- Charente. Esquisse morphologique. *Ann. de*
- ENJALBERT (H.), 1952. — La vallée moyenne de la géographie. *Bull. Soc. Géogr.*, LXI^e année, p. 16-33.
- FAGES (A.), 1930. — Station moustérienne sur une terrasse d'alluvions anciennes. *Bull. Soc. Et. Sc. Aude*, t. XXXIV, p. 127-130, 9 fig.
- FLAMAND (G.-B.-M.), 1911. — *Recherches géologiques et géographiques sur le haut-pays de l'Oranie et du Sahara*. Thèse. Lyon.
- GEORGE (P.), 1942. — Etudes morphologiques sur la basse vallée de l'Aude. *Bull. Ass. géogr. français*, p. 99-101.
- GÈZE (B.), 1950. — Etude géologique de la Montagne Noire et des Cévennes méridionales. *Mém. Soc. géol. France*, N.S., t. XXXIX, n° 62, fasc. 1-3, 215 p., 7 pl.
- GÈZE (B.), CAILLEUX (A.), 1950. — Existence probable de cratères météoriques à Cabrerolles et Faugères (Hérault). *C.R. Acad. Sc.*, t. 230, p. 1534-1536, séance du 24 avril 1950.

* M. Marc BOYÉ, maître-assistant de géographie à la Faculté des lettres de Bordeaux, nous a fait bénéficier de ses connaissances tant personnelles que bibliographiques en matière de géomorphologie périglaciaire. Qu'il trouve ici l'expression de mes remerciements amicaux.

- GÈZE (B.), 1951. — Sur la probabilité d'un gauchissement quaternaire important à la bordure méridionale de la Montagne Noire. 70^e congrès de l'A.F.A.S.
- GONORD (H.), TEMPERIERE (P.), 1966. — *Identification du matériel alluvial issu de bassins versants périphériques à la plaine languedocienne.*
- GOT (H.), 1967. — Contribution à l'étude sédimentologique des terrasses quaternaires du Roussillon. *B.S.G.F.* (7), IX, p. 212-220.
- GRENARD (F.), 1929. — La Mongolie (V. Le Gobi). *Géographie universelle*, P. Vidal de La Blache et L. Gallois, t. VII (Asie occidentale, Haute Asie), p. 264-273, carte p. 257.
- HARLE (E.), 1900. — Cailloux à facettes des environs de Bordeaux. *B.S.G.F.* (3), 28, p. 70-71.
- HELENA (P.), 1930. — Nouvelles fouilles aux cavernes de Bize (Aude). *X^e Congrès P.F.*, Nîmes-Avignon, p. 192-195.
- HUZAYYIN (S.A.), 1949. — La dépression de Fayyoun, un exemple d'érosion éolienne. *Congrès inter. géogr.*, Lisbonne, 1949, t. II, section II, section III, p. 731-733.
- LE COZ (J.), 1967. — Aspects du Quaternaire languedocien. Les niveaux de la Cesse et de l'Orbieu (Aude). *Soc. lang. de géogr.*, 90^e année, n° 2, 3^e série, t. I, fasc. 2, p. 126-146.
- MARCELIN (P.), 1950. — Phénomènes de vent et du froid au Quaternaire supérieur de la région nîmoise. *Bull. Soc. lang. géogr.*, t. XXI, p. 85-122.
- MENGEL (P.), 1907. — Feuilles de Prades et de Céret. *B.S.C.G.F.*, t. XVIII, n° 119, C.R. Campagne 1907, p. 110-117, 4 fig.
- MENGEL (P.), 1907. — Essai sur le creusement des vallées de la Têt et du Tech (notes géologiques II). *Bull. Soc. Agr. Sc. Pyrénées orientales*, t. 48, p. 356-366.
- MENGEL (P.), 1914. — Oscillations des lignes de rivage pliocènes du Roussillon. *C.R. Ac. Sc.*, t. 158, p. 145-146.
- MENGEL (P.), 1921. — Mouvements tectoniques interglaciaires et postglaciaires de l'extrémité orientale des Pyrénées. *C.R. Acad. Sc.*, t. 172, p. 165-167.
- MENGEL (P.), 1930. — Sur la limite inférieure du Quaternaire dans les Pyrénées orientales. *C.R. Acad. Sc.*, t. 191, p. 1015-1017.
- MEROC (L.), 1953. — Le Paléolithique inférieur et moyen et l'érosion éolienne dans le bassin de l'Aude et du Roussillon. *Rev. Et. Ligures*, 19^e année, n° 1-4, 8 fig., 19 réf. bibliogr.
- RENAULT, MISKOWSKY, 1966. — Evolution des flores en bordure de l'étang de Capestang (Montels, Hérault) au Riss-Würm et au début du Würm. *B.S.G.F.* (7), VII, p. 995.
- RICHARD-MOLARD (J.). — La pseudo-boutonnière du Richat. *Bull. Direction des Mines*, Gouvernement général de l'A.O.F., n° 15, t. II, p. 391-410.
- RIVIÈRE et VERNHET, 1956. — Contribution à l'étude des formations quaternaires du bas-Languedoc. *B.S.G.F.* (6), VI, p. 1001-1019, 4 fig., 2 pl. h.t.
- RUSSO (P.), 1947. — La morphologie des hauts plateaux de l'Est marocain. *Ann. de Géographie*, *Bull. Soc. Géogr.*, n° 301, LVI^e année, p. 36-48, 8 fig., 1 pl. h.t.
- RUTTEN (P.), BOUTEYRE (G.), VIGNERON (J.), 1963. — Pédogénèse et géomorphologie dans le bas-Rhône Languedoc. Leurs conséquences géologiques. *Sciences Sol*, n° 1, 16 p., 2 tabl., 53 réf. bibliogr.
- SERVAT (E.), 1966. — Carte des sols du Roussillon. Notice explicative. *I.N.R.A.*, 67 p., 15 fig., 1 carte (déc. 1966).
- SERVAT (G.), 1900. — *L'Aude préhistorique ou inventaire des monuments et découvertes préhistoriques du département de l'Aude*. Carcassonne, 1900, 103 p., 18 pl., 1 carte.
- TAILLEFER (F.), 1951. — *Le Piémont des Pyrénées françaises*. Toulouse, 1951.
- VEZIAN (J.), 1930. — Les puits de silex et la station préhistorique de Cennes Monestier (Aude). *X^e Congrès P.F.*, Nîmes-Avignon, p. 187-191, fig. 1.





